



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**

Teresa Rotava

**Caracterização macroscópica e microscópica de bandas de
deformação em arenitos da Formação Resende (Eoceno, *Rift*
Continental do Sudeste do Brasil)**

Trabalho de Conclusão de Curso (Geologia)

**UFRJ
Rio de Janeiro
2017**



UFRJ

Teresa Rotava

**Caracterização macroscópica e microscópica de bandas de
deformação em arenitos da Formação Resende (Eoceno, *Rift*
Continental do Sudeste do Brasil)**

Trabalho Final de Curso de Graduação em
Geologia, Instituto de Geociências, da Universidade Federal
do Rio de Janeiro – UFRJ, como requisito necessário para
obtenção do grau em Geologia.

Orientadores:

Prof. Dr. Claudio Limeira Mello – Depto. Geologia/UFRJ
Aline Theophilo Silva – Petrobras/ Cenpes

Rio de Janeiro
Junho de 2017

Rotava, Teresa

Caracterização macroscópica e microscópica de bandas de deformação em arenitos da Formação Resende (Eoceno, *Rift* Continental do Sudeste do Brasil) / Teresa Rotava. – Rio de Janeiro: UFRJ, Instituto de Geociências, 2017.

Orientadores: Claudio Limeira Mello; Aline Theophilo Silva

Trabalho Final de Curso: Graduação em Geologia – Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia.

1. Petrografia sedimentar 2. Bacia de Volta Redonda.

Teresa Rotava

Caracterização macroscópica e microscópica de bandas de deformação em arenitos da Formação Resende (Eoceno, *Rift* Continental do Sudeste do Brasil)

Trabalho Final de Curso de Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, como requisito necessário para obtenção do grau em Geologia.

Orientadores:

Prof. Dr. Claudio Limeira Mello – Depto. Geologia/UFRJ
Aline Theophilo Silva – Petrobras/CENPES

Agradecimentos

Agradeço aos meus orientadores **Claudio Limeira Mello** e **Aline Theophilo Silva**, pelos ensinamentos e pela imensa dedicação durante todo o trabalho.

Ao **Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - CNPq** junto a **Pró-Reitoria de Pós-Graduação e Pesquisa** da **UFRJ** pela concessão da bolsa de pesquisa através do Programa Institucional de Bolsa de Iniciação Científica (PIBIC) no período de 2016 à presente data.

Ao Laboratório de Sedimentologia (LAGESED) do Departamento de Geologia da UFRJ pelo empréstimo dos microscópios.

Ao técnico do Laboratório de Laminação do Departamento de Geologia/IGEO/UFRJ: **Tarcísio Raimundo da Silva**.

À **todos os alunos** que integram o grupo de pesquisa coordenado pelo prof. Dr. Claudio Limeira Mello, com os quais o tempo de convivência acrescentou para a realização deste trabalho. Em especial às Thaís Brêda e Suelen Vogel, pelas discussões, sugestões e pela atenção.

Aos **meus irmãos e amigos “da 95”** pelo apoio e incentivo durante os 6 anos de graduação e ao **Johannes Kaa** pela motivação e auxílio durante as últimas etapas na faculdade e na finalização do trabalho.

Por fim, agradeço aos meus pais **Oscar Rotava** e **Maria Salete Fronza** pelo apoio e investimento, sem eles eu não teria ingressado e me mantido nesta graduação.

Resumo

ROTAVA, Teresa. Caracterização macroscópica e microscópica de bandas de deformação em arenitos da Formação Resende (Eoceno, *Rift* Continental do Sudeste do Brasil). Rio de Janeiro, 2017. 55 p. Trabalho Final de Curso (Geologia) - Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

O conjunto de bacias que compõem o *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (RCSB) destaca-se, em particular, pela intensa deformação tectônica de seu preenchimento sedimentar, expressa por estilos estruturais variados, que condicionam fortemente as características petrofísicas e hidráulicas, como porosidade e permeabilidade, das suas rochas. O presente estudo tem como objetivo a descrição e interpretação, em escala macroscópica e microscópica, de bandas de deformação identificadas nos arenitos da Formação Resende aflorantes nas proximidades da borda sul (borda de falha) da Bacia de Volta Redonda, no Segmento Central do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (RCSB). Busca-se, assim, agregar novos dados sobre a deformação tectônica do preenchimento sedimentar do RCSB. No afloramento estudado, os depósitos da Formação Resende encontram-se deformados por falhas transcorrentes e, principalmente, normais. Foi realizada a descrição macroscópica e microscópica de três amostras selecionadas, que apresentam bandas de deformação. Para efeito de comparação, também foram analisadas oito amostras de rochas não-deformadas. As descrições envolveram os aspectos de granulometria, seleção, arredondamento e circularidade dos grãos, matriz, cimento, trama, porosidade e composição mineralógica. Os principais aspectos observados podem ser relacionados a bandas de deformação cataclástica: padrão de variação granulométrica associado a faixas com grãos mais finos, intensamente fraturados e, por vezes, rotacionados e orientados. Estas feições controlam a cimentação por óxido de ferro. Algumas características podem ser associadas a bandas de desagregação: feições de acomodação de grãos, sem fragmentação, sutilmente orientados. A predominância de bandas cataclásticas nas amostras descritas sugere que essas rochas sofreram deformação sob regime de confinamento tectônico, provavelmente relacionado a eventos transcorrentes. A concentração de bandas de deformação próximo a planos de falha pode sugerir o desenvolvimento das falhas a partir de uma evolução cataclástica. No entanto, considerando as fases tectônicas descritas para a evolução do RCSB, as falhas podem ter se desenvolvido em um evento tectônico mais recente, aproveitando-se da anisotropia provocada pelas zonas de bandas de deformação geradas em evento anterior. O controle de percolação de fluidos pelas bandas de deformação justifica a importância do afloramento estudado como análogo de reservatórios siliciclásticos pouco consolidados e fraturados.

Palavras-chaves: Bacia de Volta Redonda, Formação Resende, bandas de deformação, petrografia

Abstract

ROTAVA, Teresa. *Macroscopic and microscopic characterization of deformation bands in sandstones of the Resende Formation (Eocene, Continental Rift of Southeastern Brazil)*. Rio de Janeiro, 2017. 55 p. Trabalho Final de Curso (Geologia) - Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

The set of basins that make up the the Continental Rift of Southeastern Brazil stands out in particular by intense tectonic deformation of their sedimentary fill, expressed by various structural styles, which strongly influence the petrophysical aspects and the hydraulic properties of its rocks. The present study aims to describe and interpret, on a macroscopic and microscopic scale, deformation bands identified in sandstones from the Resende Formation near the southern border (fault border) of the Volta Redonda Basin in the central segment of the Continental Rift of Southeastern Brazil. In this context, the work aimed to acquire new data on the tectonic deformation of the sedimentary fill of the Continental Rift of Southeastern Brazil. In the studied outcrop, the Resende Formation deposits are deformed by transcurrent faults and mainly normal faults. A macroscopic and microscopic description of three selected samples, which have bands deformation, were performed. For comparison purposes, eight samples of non-deformed rocks were also analyzed. The description involves the following: grain size, selection and roundness of the grains; textural and porosity aspects and mineralogical composition. The main observed aspects can be related to cataclastic deformation bands: a grain-size variation pattern associated to finer grained bands, intensely fractured and sometimes rotated and oriented. These features control cementation by iron oxide. Some characteristics can be associated to the disaggregation bands: grain accommodation features, without fragmentation, subtly oriented. The predominance of cataclastic bands in the described samples suggest that these rocks underwent a confinement regime deformation, probably related to transcurrent events. The concentration of deformation bands near the fault plane may suggest the development of fault from a cataclastic evolution. However, considering the tectonic phases described for the evolution of CRSB, the faults may have developed in a more recent tectonic event, taking advantage from the anisotropy, which it was provoked by the deformation bands zones generated in a previous event. The control of percolation of fluids by the deformation bands justifies the importance of the studied outcrop as analog of poorly consolidated and fractured siliciclastic reservoirs.

Keywords: *Volta Redonda Basin, Resende Formation, deformation bands, petrography*

Lista de figuras

Figura 1	Imagem de bandas de deformação agrupadas em zonas e ocorrendo de forma isolada em arenitos do <i>Arches National Park, Utah</i> , Estados Unidos (modificada de Ballas <i>et al.</i> , 2015).	4
Figura 2	Diagrama esquemático de mecanismos deformacionais, com as microestruturas geradas em diferentes tipos de rochas, segundo a profundidade de soterramento (traduzido e adaptado de Pei <i>et al.</i> , 2015).	5
Figura 3	Variação das propriedades petrofísicas de uma zona de falha. a) Zona representada por uma única superfície; b) zona com múltiplos planos (Pei <i>et al.</i> , 2015).	8
Figura 4	Mapa de localização e acesso ao afloramento estudado (modificado de Batista, 2016).	9
Figura 5	<i>Rift</i> Continental do Sudeste do Brasil (modificado de Melo <i>et al.</i> , 1985), destacando as bacias sedimentares envolvidas nesta feição geotectônica.	10
Figura 6	Mapa geológico da Bacia de Volta Redonda e do embasamento adjacente (adaptado de Negrão, 2014 <i>in</i> Maciel, 2016). As informações sobre o embasamento foram compiladas por Negrão (2014) a partir de Heilbron <i>et al.</i> (2004).	11
Figura 7	Coluna litoestratigráfica do <i>Rift</i> Continental do Sudeste do Brasil e fases tectônicas reconhecidas (Riccomini <i>et al.</i> , 2004).	13
Figura 8	Coluna litoestratigráfica e fases tectônicas da bacia de Volta Redonda (Negrão <i>et al.</i> , 2015).	14
Figura 9	Seção detalhada do afloramento estudado (modificado de Maciel, 2016 por Voguel, em andamento), com a localização dos perfis sedimentológicos (P1, P2, P3) e das amostras retiradas próximo à falha F1 (F1#3A, F1#3B, F1#2B, F1#0), próximo às bandas de deformação (BD#1, BD#2, BD#3), ao longo do perfil 1 (P1#1, P1#2, P1#3, P1#4, P1#5, P1#6, P1#7, P1#8) e das amostras de blocos de arenitos não-deformados (ND#1, ND#2, ND#3).	15
Figura 10	Padrão utilizado para a classificação da seleção granulométrica (Compton, 1962 <i>apud</i> Blatt, 1982).	17
Figura 11	Padrão utilizado para a classificação do grau de arredondamento e esfericidade/circularidade (traduzido de Boggs Jr., 2009).	17
Figura 12	Tipos de contatos entre os grãos (traduzido de Boggs Jr., 2009).	17

Figura 13	Aspectos gerais do afloramento estudado (Maciel, 2016), destacando os contatos litológicos e as estruturas tectônicas mais evidentes, em especial as duas falhas principais (F1 e F2), que definem uma estrutura do tipo gráben.	19
Figura 14	Plano da falha F1, ressaltado pela cimentação por óxido de ferro.	20
Figura 15	Visão em planta de zona de bandas de deformação/compactação identificada em intervalo arenítico do afloramento estudado (a seta indica o topo do afloramento) – Maciel (2016).	21
Figura 16	a) Foto da amostra BD#2, destacando a presença de faixas ferruginosas verticais; b) imagem de tomografia do bloco BD#2, destacando a presença de zonas esbranquiçadas verticais (ver discussão no texto). Está indicada a localização do <i>plug</i> BD#2_1; c) foto da capa do <i>plug</i> BD#2_1, com a identificação da localização das lâminas BD#2 <i>Plug</i> 1_A, na face indicada com uma seta, e BD#2 <i>Plug</i> 1_B, com um retângulo de contorno vermelho.	24
Figura 17	Foto da lâmina BD#2 <i>Plug</i> 1_A, destacando uma fraca orientação dos grãos em faixas subverticais paralelas. Na foto inferior, está assinalada a localização da fotomicrografia discutida no texto (círculo numerado em vermelho) e o padrão estrutural sedimentar (linhas tracejadas em amarelo).	25
Figura 18	Fotomicrografia obtida na lâmina BD#2 <i>Plug</i> 1_A (indicada pelo número 1 na Figura 17), destacando um quartzo policristalino localmente fragmentado. Observa-se a borda fraturada do grão de quartzo monocristalino; e entre ambas há uma microclina fragmentada e um ortoclásio muito alterado – porosidade móldica. Nicóis paralelos.	26
Figura 19	Foto da lâmina BD#2 <i>Plug</i> 1_B, destacando o padrão de variação de granulometria com orientação semelhante às faixas verticais descritas macroscopicamente. Na foto inferior, está assinalada a localização das fotomicrografias discutidas no texto (círculos numerados em vermelho).	27
Figura 20	Fotomicrografia obtida na amostra BD#2 <i>Plug</i> 1_B (indicada pelo número 2 na Figura 18), destacando a fragmentação da borda de um grãos maior. Nicóis paralelos.	27
Figura 21	Fotomicrografia obtida na amostra BD#2 <i>Plug</i> 1_B (indicada pelo número 3 na Figura 19), destacando faixas de grãos finos e fraturados, associadas à fragmentação das bordas de grãos maiores. Nicóis paralelos.	28

- Figura 22** Fotomicrografia obtida na amostra BD#2 *Plug1_B* (indicada pelo número 4 na Figura 18), destacando a superfície ferruginosa bem marcada, sendo controlada pela faixa vertical de grãos finos e cominuídos; outras duas faixas com características semelhantes de orientação NE; e no canto inferior esquerdo da imagem, destaca-se, em linha contínua em preto, o padrão de fraturamento preservado nos grãos de quartzo. Nicóis paralelos. **29**
- Figura 23** Fotomicrografia obtida na amostra BD#2 *Plug1_B* (indicada pelo número 5 na Figura 18), destacando faixa de orientação NW com grãos fragmentados. Nicóis paralelos. **30**
- Figura 24** a) Foto da amostra F1#3A, destacando o contato entre arenito muito grosso, no topo, e arenito fino, na base. As linhas tracejadas em verde delimitam uma faixa com intensa cimentação por óxido de ferro, associada à zona de falha; b) imagem de tomografia da amostra F1#3A, destacando o contato entre arenito muito grosso, no topo, e arenito fino, na base, que se encontra interceptado por uma falha. Destaca-se uma faixa com intensa cimentação por óxido de ferro, associada à zona de falha. À direita desta, há uma feição de *clay smear*. Está indicada a localização do *plug* F1#3A_1; c) foto da capa do *plug* F1#3A_1 interpretada, destacando as faixas esbranquiçadas e os limites bruscos de mudanças de granulometria; d) foto da capa do *plug* F1#3A_1, com a identificação da localização das lâminas F1#3A *Plug 1_A* (I), na face indicada pela seta vermelha, F1#3A *Plug 1_B* (II) e F1#3A *Plug 1_C* (III) - retângulos de contorno vermelho. **31**
- Figura 25** Foto da lâmina F1#3A *Plug 1_C*, destacando padrão estrutural bem delimitado por superfícies ferruginosas associadas a faixas verticais de granulometrias distintas: predomínio de areia grossa inferior, à esquerda; areia fina a média, ao centro; e areia fina a muito fina, à direita. Na foto inferior, está assinalada a localização das fotomicrografias discutidas no texto (círculos numerados em vermelho). **32**
- Figura 26** Fotomicrografia obtida na amostra F1#3A *Plug1_C* (indicada pelo número 6 na Figura 25), destacando a significativa variação granulométrica, presença de grãos muito fraturados (alguns com as bordas cominuídas) – linhas tracejadas vermelhas, matriz argilosa abundante, com distribuição irregular, e cimentação por óxido de ferro; os contatos entre os grãos são ausentes e, por vezes, pontuais. Nicóis paralelos. **33**
- Figura 27** Fotomicrografia obtida na amostra F1#3A *Plug1_C* (indicada pelo número 7 na Figura 25), destacando grão de quartzo com as bordas fragmentadas e muito fraturado. Paralelo às fraturas há faixas com grãos cominuídos (linhas tracejadas vermelhas) e micas compactadas (indicadas em laranja); entre os grãos há muita matriz e cimentação por óxido de ferro. Nicóis paralelos. **34**

- Figura 28** Fotomicrografia obtida na amostra F1#3A *Plug1_C* (indicada pelo número 8 na Figura 25), destacando uma faixa na porção central da foto com predominância de grãos finos a muito finos e matriz abundante (linhas tracejadas vermelhas), em comparação com as porções adjacentes. Nicóis paralelos. **35**
- Figura 29** Fotomicrografia obtida na amostra F1#3A *Plug1_C* (indicada pelo número 9 na Figura 25), destacando, na parte esquerda da foto, a maior abundância de matriz caulínica (linha tracejada vermelha) e uma faixa verticalizada com maior quantidade de grãos de tamanho areia fina (linhas contínuas vermelhas), em comparação à parte direita da foto, onde os grãos mostram-se orientados na direção NE (indicado por linhas tracejadas em amarelo). Nicóis paralelos. **36**
- Figura 30** Fotomicrografia obtida na amostra F1#3A *Plug1_C* (indicada pelo número 10 na Figura 25), destacando uma seleção moderada; cimentação por óxido de ferro difusa; e orientação dos grãos na direção NE, em superfícies pouco inclinadas (padrão sedimentar) – linhas tracejadas em amarelo, e outras mais verticalizadas (deformação tectônica) – linhas tracejadas vermelhas. Nicóis paralelos. **37**
- Figura 31** Fotomicrografia obtida na amostra F1#3A *Plug1_C* (indicada pelo número 11 na Figura 25), destacando, ao centro, uma faixa de areia fina, com seleção moderada a boa, delimitada por superfícies de cimentação por óxido de ferro. Nicóis paralelos. **38**
- Figura 32** a) Bloco F1#3B, destacando superfícies ferruginosas verticais, o contato entre arenito muito grosso, no topo, e arenito fino, na base e o limite da feição de *clay smear*; b) imagem tomográfica do bloco F1#3B, destacando a superfície de contato litológico e faixas brancas delgadas que cortam o bloco tanto na vertical (associadas às superfícies ferruginosas), quanto na diagonal – está indicada a localização do *plug* F1#3B_1; c) foto da capa do *plug* F1#3B_1, com a identificação da localização das lâminas F1#3B *Plug 1_A* (I) - na face indicada pela seta, F1#3B *Plug 1_B* (II) e F1#3B *Plug 1_C* (III) - retângulos de contorno vermelho. **39**
- Figura 33** Foto da lâmina F1#3B *Plug 1_B*, destacando as superfícies ferruginosas verticais, menos espaçadas na porção à esquerda e mais espaçadas à direita. Na foto inferior, está assinalada a localização das fotomicrografias discutidas no texto (círculos numerados em vermelho). **40**
- Figura 34** Fotomicrografia obtida na amostra F1#3B *Plug1_B* (indicada pelo número 13 na Figura 33), destacando a cimentação ferruginosa no limite entre faixas com granulometrias distintas, com a concentração de óxido de ferro preferencialmente na faixa de granulometria mais grossa. Podem ser observadas, também, orientações dos grãos em direções distintas: vertical; NE e NW – esta com menor inclinação. Nicóis paralelos. **41**

Figura 35	Fotomicrografia obtida na amostra F1#3B <i>Plug1_B</i> (indicada pelo número 14 na Figura 33), destacando o menor espaçamento das superfícies ferruginosas, sem uma clara variação granulométrica. Podem ser observadas, também, orientações dos grãos em direções distintas: vertical (assinalada pela cor vermelha); NE (cor preta) e NW (cor amarela) – esta com menor inclinação. Nicóis paralelos.	42
Figura 36	Classificação petrográfica das amostras estudadas no diagrama triangular de Folk (1980).	45
Figura 37	Desenho esquemático representando o aspecto ideal de uma zona cataclástica em arenito pouco consolidado (modificado de Pei <i>et al.</i> , 2015) ao lado de fotomicrografia (apresentada na Figura 26) destacando exemplo de textura cataclástica observada na lâmina F1#3A <i>Plug 1_C</i> , associada a faixas com significativa variação granulométrica e presença de grãos muito fraturados.	49
Figura 38	Desenho esquemático representando a cimentação controlada pelas bandas de deformação (modificado de Pei <i>et al.</i> , 2015) ao lado de fotomicrografia (apresentada na Figura 22) exemplificando a atuação das bandas como barreiras e como estruturas de retardo para o processo de cimentação por óxido de ferro na lâmina BD#2 <i>Plug 1_B</i> , associada a faixas com significativa variação granulométrica e presença de grãos muito fraturados.	50
Figura 39	Desenho esquemático representando o aspecto ideal de uma banda de desagregação (modificado de Pei <i>et al.</i> , 2015) ao lado de fotomicrografia (Fotomicrografia 1 da Estampa A) destacando aspecto de suposta banda de desagregação na lâmina P1#3.	50

Lista de tabelas

Tabela 1	Mecanismos operantes na formação de bandas de deformação e condições ideais para sua atuação (traduzido e modificado de Fossen, 2010).	5
Tabela 2	Tabela esquemática (e simplificada) das características e propriedades de bandas de deformação sindeposicionais e tectônicas - traduzido e adaptado de Fossen (2010).	7
Tabela 3	Relação das amostras e lâminas petrográficas utilizadas neste estudo. Em azul claro, estão assinaladas as lâminas que foram descritas; em azul escuro, as lâminas em que, além da descrição, foram feitas contagem.	16
Tabela 4	Composição textural das amostras analisadas de arenitos deformados e não-deformados.	23
Tabela 5	Composição (recalculada para um total 100%) dos grãos do arcabouço das amostras analisadas de arenitos deformados e não-deformados.	43

Lista de estampas

Estampa A	<p>Fotomicrografia 1 - Amostra P1#3. Arenito médio a grosso, moderadamente selecionado, com grãos angulosos. Notar contatos pontuais e alongados. Nicóis paralelos.</p> <p>Fotomicrografia 2 - Amostra P1#7. Arenito médio a grosso, mal selecionado, destacando a alteração de grão de feldspato (ortoclásio), produzindo matriz e porosidade móldica. Notar matriz argilosa (epimatriz), contornando os grãos. Nicóis paralelos.</p>	22
Estampa B	<p>Fotomicrografia 1 - Amostra P1#5. Grãos de quartzo angulosos e límpidos ou fraturados. Nicóis paralelos.</p> <p>Fotomicrografia 2 - Amostra F1#3A <i>Plug1_C</i> 2, indicando grão de quartzo muito fraturado. Nicóis paralelos.</p> <p>Fotomicrografia 3 - Amostra P1#3. Quartzo policristalino ($Q_{>3}$). Nicóis cruzados.</p> <p>Fotomicrografia 4 - Amostra BD#2 <i>Plug1_A</i>, destacando um grão de microclina, que ocorre com geminação tartan. Nicóis cruzados.</p>	46
Estampa C	<p>Fotomicrografia 5 - Amostra P1#3. Grão de ortoclásio alterado e de litoclasto de rocha metamórfica. Nicóis cruzados.</p> <p>Fotomicrografia 6 - Amostra BD#2 <i>Plug1_A</i>, destacando o grão alterado de ortoclásio e a muscovita deformada; compactada entre grãos de quartzo e feldspato. Nicóis cruzados.</p> <p>Fotomicrografia 7 - Amostra P1#3. Grão de plagioclásio. Nicóis cruzados.</p> <p>Fotomicrografia 8 - Amostra F1#3A <i>Plug1_C</i> 2, indicando um componente de plagioclásio com a geminação polissintética interrompida. Nicóis cruzados.</p> <p>Fotomicrografia 9 - Amostra P1#4. Litoclasto de rocha plutônica. Nicóis cruzados.</p> <p>Fotomicrografia 10 - Amostra P1#4. Muscovita lamelar bem preservada e grãos de quartzo monocristalinos angulosos. Nicóis cruzados.</p>	47

Sumário

Agradecimento.....	v
Resumo	vi
<i>Abstract</i>	vii
Lista de figuras.....	viii
Lista de tabelas.....	xiii
Lista de estampas.....	xiv
1. INTRODUÇÃO	1
2. OBJETIVO	3
3. BASES CONCEITUAIS	4
3.1. Comportamento hidráulico de falhas.....	7
4. ÁREA DE ESTUDO	9
4.1. Localização.....	9
4.2. Geologia Regional.....	10
4.3. Tectônica Cenozoica.....	11
4.4. Estratigrafia da bacia de Volta Redonda.....	13
5. METODOLOGIA	15
6. RESULTADOS	19
6.1. Aspectos texturais dos arenitos não-deformados.....	21
6.2. Aspectos texturais dos arenitos deformados.....	23
6.3. Aspectos composicionais dos arenitos não-deformados e deformados.....	43
7. DISCUSSÃO	48
8. CONCLUSÃO	51
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	52

1. INTRODUÇÃO

É consenso hoje na indústria do petróleo que falhas podem atuar tanto como barreiras como podem ser boas condutoras para a percolação de fluidos em reservatórios, e que, desta forma, a sua presença tem um impacto significativo na exploração de hidrocarbonetos (Pei *et al.*, 2015; Howell *et al.*, 2014; Fischer & Knipe, 1998; Gibson, 1998).

Em se tratando de arenitos pouco consolidados, podem ocorrer associadas às falhas, estruturas denominadas de bandas de deformação. Essas estruturas ocorrem em arenitos porosos com diferentes graus de coesão e podem resultar em uma intensa deformação localizada, na forma de faixas estreitas, ao longo das quais ocorre compactação (bandas de compactação) e, com frequência, cominuição granulométrica por cisalhamento (bandas de deformação) – Aydin & Johnson (1978).

O caráter mais compacto e de menor granulometria ao longo dessas bandas afeta localmente as características petrofísicas das rochas por elas cortadas. Em termos da geologia de reservatórios, atuam principalmente como barreiras de fluidos, mas também podem ser canalizadoras (Pei *et al.*, 2015).

Em alguns reservatórios de hidrocarbonetos das bacias marginais do sudeste brasileiro, há um importante controle estrutural, associado em muitos casos à reativação de falhas do embasamento, deformando também o pacote sedimentar menos consolidado (Fetter *et al.*, 2009). Para se compreender melhor como essa relação funciona, tem se procurado estudar o comportamento de falhas em situações análogas aos reservatórios em profundidade, com a utilização de afloramentos em bacias terrestres (Howell *et al.*, 2014; Pei *et al.*, 2015). Esse método tem sido uma prática comum na indústria do petróleo, porque complementa os conjuntos de dados retirados de poços, que, muitas vezes, não são representativos em escala de reservatório, e dados sísmicos, que são insuficientes para detectar estruturas tão pequenas, como no caso das bandas de deformação (Howell *et al.*, 2014).

O preenchimento sedimentar das bacias que compõem o segmento central do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (RCSB) destaca-se, em particular, pela intensa deformação tectônica (Riccomini *et al.*, 2004; Negrão *et al.*, 2015), que se expressa por estilos estruturais variados, que podem condicionar fortemente os aspectos permoporosos das rochas (Albuquerque *et al.*, 2003). Neste contexto, a Formação Resende vem sendo estudada, por se tratar da principal unidade do preenchimento sedimentar das bacias do segmento central do RCSB, correspondendo ainda ao principal aquífero regional, onde as melhores vazões dos

poços de captação de água subterrânea podem estar relacionadas às zonas de intenso fraturamento neotectônico (Albuquerque *et al.*, 2003). Desta forma, essa unidade tem sido indicada como um geomaterial análogo a reservatórios siliciclásticos pouco consolidados.

Dentre os recentes estudos nessa área, Maciel (2016) descreveu preliminarmente possíveis estruturas de bandas de deformação em um afloramento da Formação Resende, na bacia de Volta Redonda. A descrição detalhada dessas estruturas representa a principal motivação para o presente estudo.

2. OBJETIVO

O objetivo do trabalho aqui realizado é a descrição e interpretação em escala macroscópica e microscópica das bandas de deformação identificadas em arenitos pouco consolidados da Formação Resende na bacia de Volta Redonda, tomados como análogos de reservatórios siliciclásticos pouco consolidados e fraturados presentes nas bacias marginais do Sudeste do Brasil.

Este estudo tem por finalidade agregar novos dados sobre a deformação tectônica do preenchimento sedimentar do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil, pois não há, na literatura disponível, estudos que tratem da caracterização e análise de bandas de deformação nas bacias do RCSB. Dessa forma, busca - se compor uma base de dados da Formação Resende como análogo a reservatórios areníticos pouco consolidados e deformados.

3. BASES CONCEITUAIS

Neste capítulo serão apresentados aspectos conceituais a respeito das bandas de deformação, que representam o objeto principal do presente trabalho.

De forma genérica, as bandas de compactação/deformação são estruturas tabulares delgadas, de no máximo 1 cm de espessura, em um padrão anastomosado, onde há compactação (colapso de poros) e cominuição granulométrica (fragmentação de grãos) por cisalhamento (Aydin & Johnson, 1978). Em afloramento essas estruturas apresentam-se tipicamente mais claras e mais endurecidas do que a rocha encaixante (Gibson, 1998) e ocorrem em conjuntos complexos que compreendem múltiplas faixas subparalelas, que podem ter até 0,5 m de espessura, denominadas como zonas de bandas (Aydin & Johnson, 1978) – Figura 1.

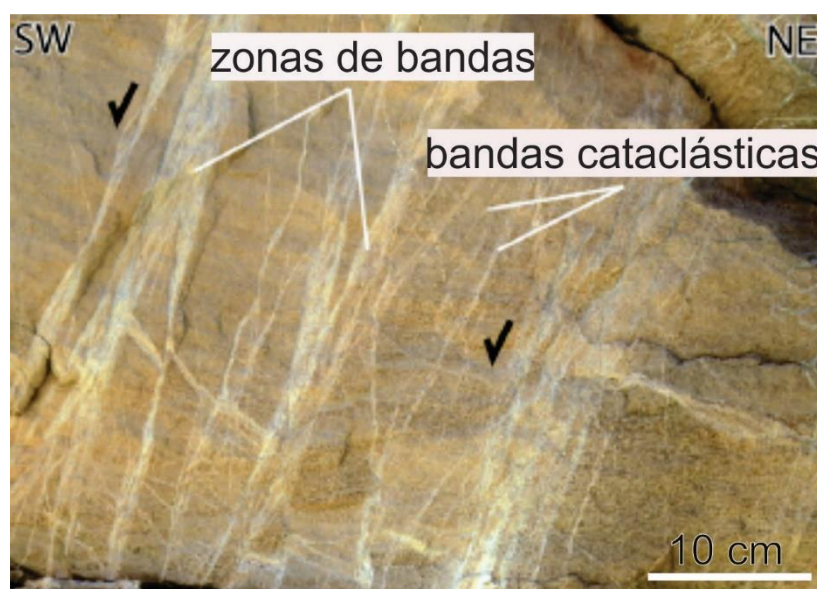


Figura 1 – Imagem de bandas de deformação agrupadas em zonas e ocorrendo de forma isolada em arenitos do *Arches National Park, Utah*, Estados Unidos (modificada de Ballas *et al.*, 2015).

De acordo com Aydin & Johnson (1978) e Ballas *et al.* (2013), essas bandas ocorrem em razão da porosidade da rocha, que favorece uma intensa deformação localizada. Caso essa tensão local aumente progressivamente, as bandas inicialmente compactadas podem gerar bandas deformacionais e, por fim, até falhas (Aydin & Johnson, 1978). Essas bandas são caracterizadas por modificarem microestruturas da rocha por meio de rearranjo de grãos, catáclase e/ou cimentação. Elas podem se formar por cisalhamento, dilatação, compactação ou combinações de cisalhamento com dilatação ou, o mais comum, cisalhamento com compactação (Aydin *et al.*, 2006; Fossen, 2010; Fossen *et al.*, 2007).

Vários mecanismos podem operar durante a formação de bandas de compactação/deformação (Fossen, 2010) – Tabela 1. No entanto, as variáveis que determinam qual mecanismo é dominante na formação destas bandas não são muito compreendidas.

Tabela 1 - Mecanismos operantes na formação de bandas de deformação e condições ideais para sua atuação (traduzido e modificado de Fossen, 2010).

Mecanismo	Condições ideais de atuação
Fluxo Granular	profundidade < 1 km, pobremente litificado, baixa tensão efetiva.
Fluxo Cataclástico	profundidade > 1 km, pobremente litificado, alta pressão de confinamento
Dissolução (Qtz)	profundidade > 2-3 km, temperatura >90°C, localizado ao longo de falhas devido ao fluxo de fluido
Cimentação	por quartzo: profundidade > 2-3km; por calcita: profundidade até 1km

No diagrama de classificação de texturas deformacionais em zonas de falha proposto por Pei *et al.* (2015) - Figura 2, pode-se observar que essas estruturas são correlacionáveis à concentração de argila e filossilicatos na rocha, e ao grau de litificação por soterramento, considerando, também, pressão e temperatura.

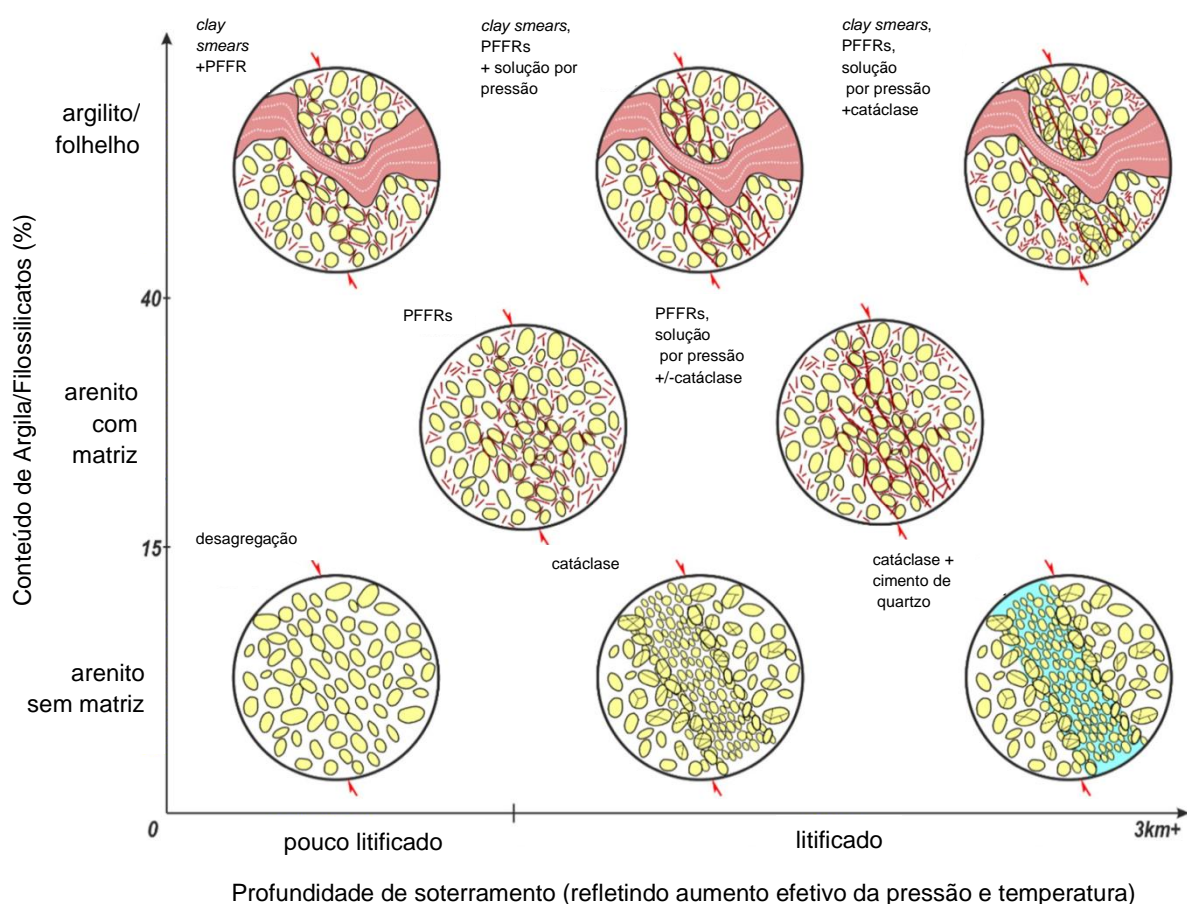


Figura 2 - Diagrama esquemático de mecanismos deformacionais, com as microestruturas geradas em diferentes tipos de rochas, com diferentes teores de argila, segundo a profundidade de soterramento (traduzido e adaptado de Pei *et al.*, 2015). Conforme a descrição dos modelos, *phyllosilicate framework fault rocks* (PFFRs) são estruturas que contêm entre 15 e 40% de argila ou filossilicatos.

Bandas de deformação cataclásticas são consideradas as mais comuns e geralmente envolvem alguma compactação e redução da porosidade devido à reorganização dos grãos fragmentados e fraturados (Gibson, 1998; Fossen, 2010). Conforme descrito por estes autores, os grãos apresentam-se finos e pobremente selecionados. As deformações relacionadas a essas bandas são localizadas, com limites acentuados entre a zona de fragmentação de grãos e de grãos não deformados, podendo apresentar evidências de cimentação por dissolução.

A profundidade mínima para a catáclase ocorrer é de cerca de 1 km (Fossen, 2010; Pei *et al.*, 2015), embora a profundidade crítica varie tanto com outros parâmetros intrínsecos, tais como mineralogia, granulometria, seleção, porosidade, formato dos grãos (Fossen, 2010), quanto, também, com propriedades extrínsecas, como, por exemplo, o ambiente tectônico, a temperatura e a taxa de *strain*. Para as bandas cataclásticas serem geradas, Pei *et al.* (2015) e Fossen (2010) consideram que, além da profundidade, a rocha deve ter uma concentração de argilominerais e filossilicatos abaixo de 15% (Figura 2). Nessas condições, durante o processo de catáclase, o tamanho do grão diminui por meio dos processos de faturamento e rolamento de grãos (fluxo cataclástico - Aydin, 1978). O atrito causado pelo rolamento de grãos os alinha subparalelos à direção de cisalhamento, podendo induzir à compactação da rocha naquela faixa específica (Fossen, 2010; Pei *et al.*, 2015), resultando em redução de porosidade.

No caso do modelo de zonas de desagregação, há deformação sem faturamento (Pei *et al.*, 2015). O processo de desagregação resume-se a um mecanismo não destrutivo, no qual há rolamento e fluxo de grãos, gerando atrito ao longo das superfícies de contato primário dos grãos (Fossen, 2010), acomodando desta forma a deformação sem ruptura da rocha (Fossen, 2010; Pei *et al.*, 2015). Quando há filossilicatos, pode se formar um filme de micas na banda (Figura 2), recebendo outra nomenclatura: PFFR (*phyllosilicate framework band*) - Knipe *et al.* (1997); Pei *et al.* (2015).

As bandas de desagregação são sutis e geralmente associadas a rochas areníticas pouco consolidadas (Pei *et al.*, 2015). A identificação dessas estruturas em microscópio é difícil, sendo imperceptíveis em escala macroscópica, pois não há sinais de trituração de grãos ou de mudança óbvia de porosidade. A única expressão visual é uma trama local fraca e, em alguns casos, a ausência completa de fratura de grão (Gibson, 1998). A permeabilidade nessas zonas é usualmente alta se comparadas aos outros modelos (Pei *et al.*, 2015). Anteriormente as bandas de desagregação eram comumente negligenciadas (Maltman, 1988) ou não interpretadas como estruturas tectônicas. Por outro lado, bandas de desagregação

sinsedimentares são bastante comuns em arenitos, sendo formadas durante ou logo após a deposição, devendo ser separadas das bandas relacionadas à deformação tectônica (Fossen, 2010). Na Tabela 2, estão resumidas as diferenças importantes entre as bandas de deformação sinsedimentares e tectônicas (relacionadas aos processos envolvidos na formação; orientação; distribuição na rocha; associação com estruturas; e influências na petrofísica da rocha). Uma diferença importante é que as bandas relacionadas à deformação tectônica, em rochas altamente porosas, se agrupam e definem a zona de dano em cada lado de uma eventual superfície de falha (Aydin, 1978; Fossen *et al.*, 2007).

Tabela 2 - Tabela esquemática (e simplificada) das características e propriedades de bandas de deformação sindeposicionais e tectônicas - traduzido e adaptado de Fossen (2010).

Bandas sinsedimentares	Bandas tectônicas
Distribuídas	Agrupadas
Desagregação, não há catáclase	Desagregação + catáclase ($a > 1\text{km}$)
Associadas a estruturas sedimentares	Associadas a falhas
Orientação comum variável	Orientação consistente, bandas comuns conjugadas
Pouca ou nenhuma redução de permeabilidade	Redução de permeabilidade até várias ordens de grandeza

Se as bandas relacionadas com falhas são formadas após soterramento significativo, podem ser esperadas diferenças de permeabilidade. Combinados com a sua tendência para se agrupar, tais contrastes de permeabilidade podem influenciar o fluxo de fluido, implicando que a separação entre os dois tipos de bandas é importante. A separação também é importante para a interpretação da atuação dos esforços tectônicos (Fossen, 2010).

Gibson (1998) considerou um terceiro tipo de bandas de deformação: as bandas complexas, que, no caso de Pei *et al.* (2015), foi considerado como um modelo cataclástico mais cimentação (Figura 2). Ao contrário das bandas de deformação cataclásticas, nas bandas de deformação complexas os limites dos grãos dentro das zonas de granulometria fina tendem a ser suturados e interligados (Gibson, 1998). O contraste textural entre essas zonas e as bandas de deformação cataclásticas é especialmente evidente nos limites entre fragmentos adjacentes na zona deformada, que parecem estar parcialmente soldados (Gibson, 1998).

3.1. Comportamento hidráulico de falhas

É consenso hoje na indústria do petróleo que falhas podem atuar tanto como barreiras como podem ser boas condutoras para percolação de fluidos em reservatórios. Desta forma, a avaliação do volume acumulado de hidrocarbonetos e dos padrões de produção em

reservatórios de arenito com falhas requer a compreensão da natureza e das propriedades de fluxo de fluido nas zonas de bandas de deformação (Pei *et al.*, 2015). Devido ao caráter mais compacto e de menor granulometria da rocha ao longo dessas bandas, sabe-se que a sua presença afeta localmente as características petrofísicas desse tipo de reservatório (Figura 3).

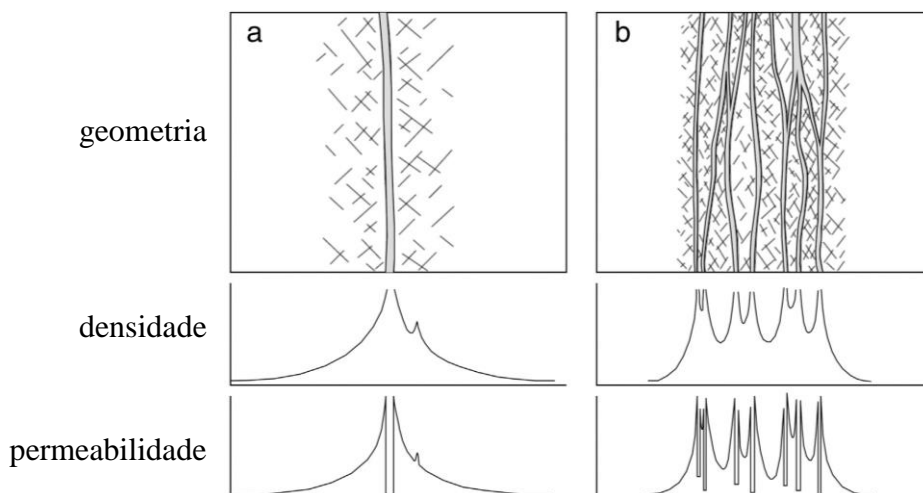


Figura 3 - Variação das propriedades petrofísicas de uma zona de falha. a) Zona representada por uma única superfície; b) zona com múltiplos planos (Pei *et al.*, 2015).

As informações sobre as propriedades que afetam o fluxo de fluido nessas zonas de bandas de deformação (por exemplo, permeabilidade, porosidade, propriedades capilares) em estratos siliciclásticos, permitem avaliar com maior precisão o comportamento hidráulico das falhas, melhorando a simulação de fluxo em modelos de reservatórios com falhas (Pei *et al.*, 2015).

As propriedades de fluxo de fluido destas zonas dependem não apenas dos mecanismos de deformação, pois a magnitude desses efeitos também depende da distribuição espacial e da abundância de falhas (Figura 3), das permeabilidades das zonas de falha e da presença de rocha não deformada (Gibson, 1998; Fossen, 2010).

Em razão da espessura reduzida dessas estruturas, a sua identificação em subsuperfície é difícil e, por isso, o seu real impacto sobre o fluxo de fluido é pouco compreendido (Pei *et al.*, 2015). Por isso, tem sido uma prática comum complementar os conjuntos de dados de subsuperfície esparsos - por exemplo, poços (por não apresentarem dados representativos em escala de reservatório) e sísmica (por ser insuficiente para detectar estruturas tão pequenas) - com dados derivados de análogos de reservatórios em superfície (Howell *et al.*, 2014).

4. ÁREA DE ESTUDO

4.1. Localização

O afloramento estudado situa-se na borda sul do Gráben de Casa de Pedra, principal depocentro da bacia de Volta Redonda. Está localizado em um terreno particular, às margens da Rodovia do Contorno (em construção), no município de Volta Redonda (RJ), nas coordenadas UTM (WGS84) 0597428E/7507066S, zona 23 (Figura 4).

O acesso à Rodovia do Contorno pode ser realizado a partir da Rodovia dos Metalúrgicos (VRD-001), pouco antes do Bairro Vila Rica, ou pela rodovia VRD-101, que liga Volta Redonda a Pinheiral, na região do bairro Três Poços.

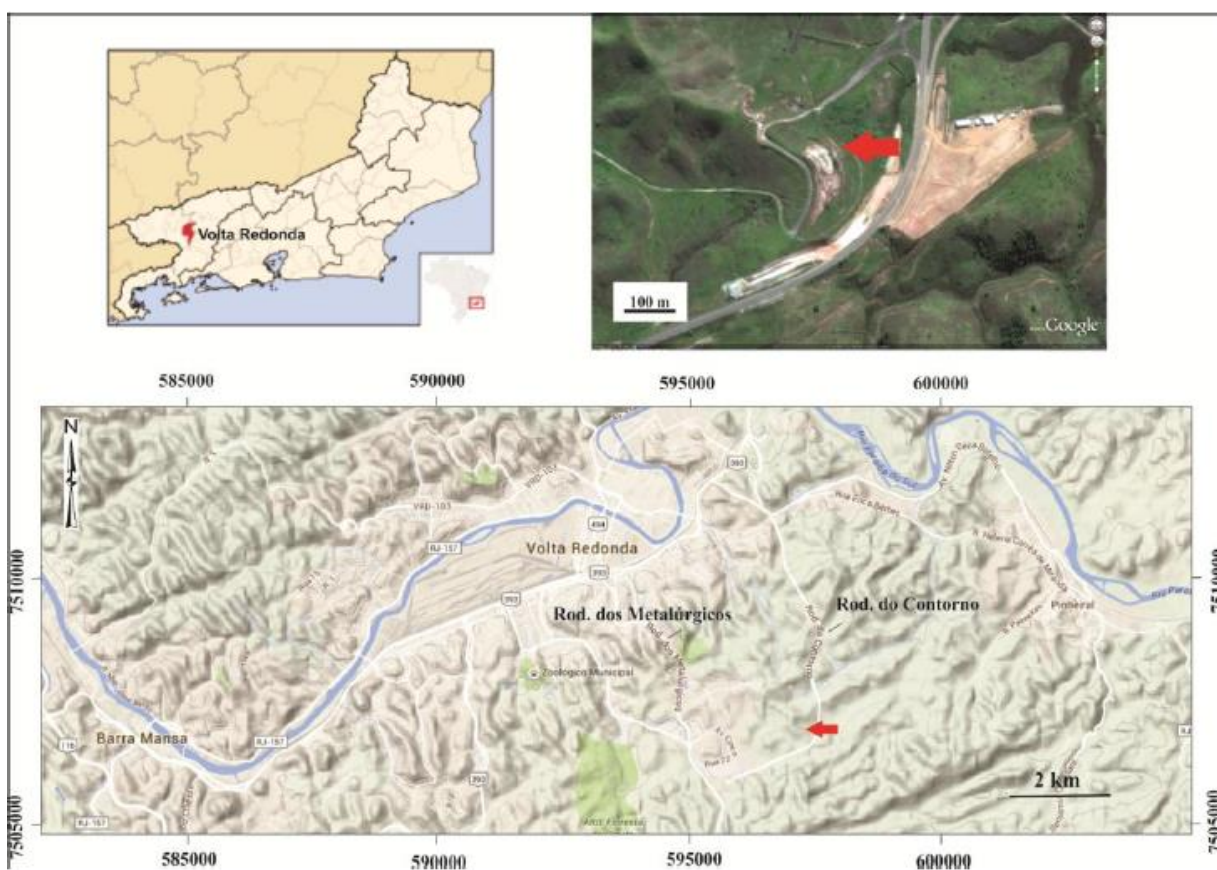


Figura 4 - Mapa de localização e acesso ao afloramento estudado (modificado de Batista, 2016). Nas imagens, a localização do afloramento estudado está indicada pela seta vermelha.

4.2. Geologia Regional

O *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (RCSB), de idade Eoceno, constitui a feição tectonossedimentar cenozoica mais importante do território brasileiro, estendendo-se paralelo à costa por cerca de 900 km, em uma direção NE-SW, desde a cidade de Tijucas do Sul (PR) até o litoral norte do estado do Rio de Janeiro, na área submersa em frente à Macaé (RJ) (Riccomini, 1989; Riccomini *et al.*, 2004).

A principal porção do RCSB está localizada na região do médio vale do rio Paraíba do Sul, delimitado entre a Serra do Mar, a sul, e a Serra da Mantiqueira, a norte. Nesse setor, definido como Segmento Central do RCSB (Riccomini, 1989; Riccomini *et al.*, 2004), encontra-se o mais expressivo conjunto de bacias sedimentares desta feição geotectônica, dentre elas a bacia de Volta Redonda (Figura 5).



Figura 5 - *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (modificado de Melo *et al.*, 1985), destacando as bacias sedimentares envolvidas nesta feição geotectônica. No seu segmento central, estão as bacias de São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda.

O embasamento da bacia de Volta Redonda, assim como dos demais domínios do RCSB, é composto por complexos metamórficos (ortoderivados e paragnáissicos) proterozoicos e por suítes intrusivas de idades neoproterozoicas a eopaleozoicas (Heilbron *et al.*, 2004). Essas unidades do embasamento ocorrem orientadas segundo o *trend* regional da Faixa Ribeira de direção NE-SW – Figura 6.

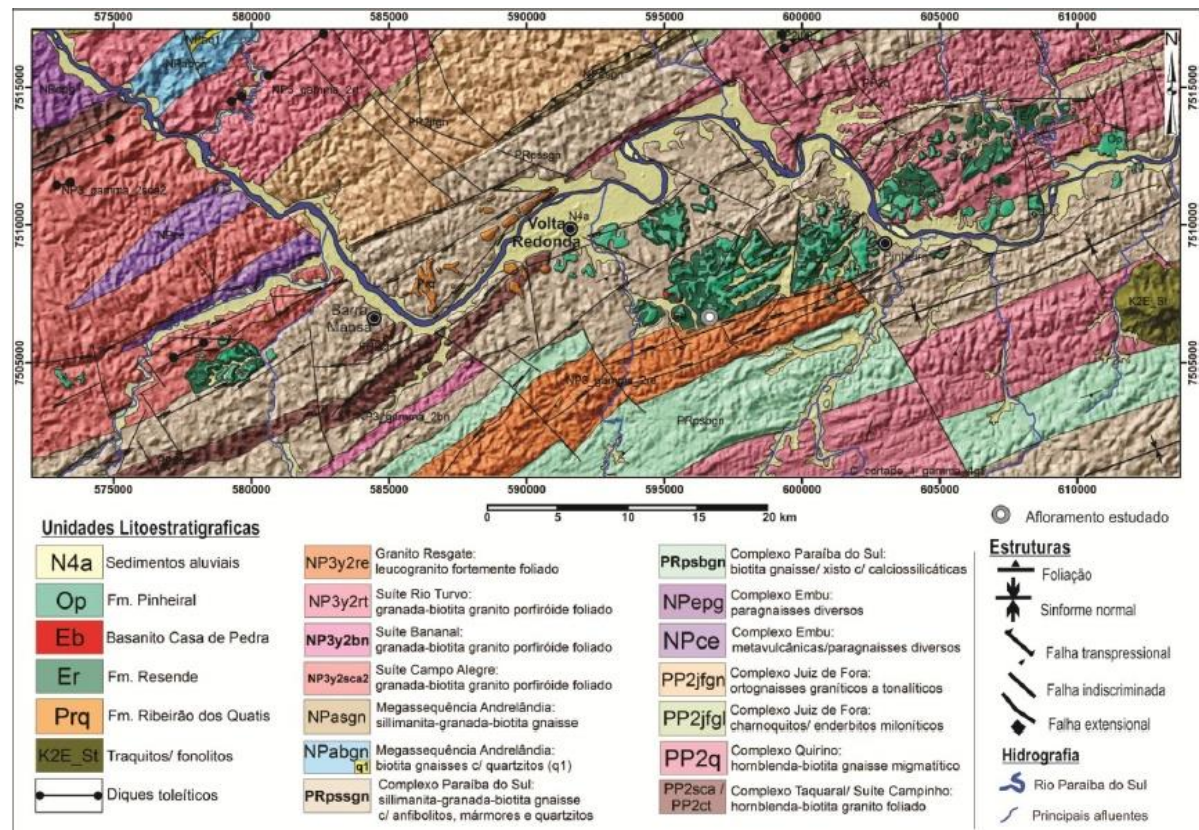


Figura 6 - Mapa geológico da bacia de Volta Redonda e do embasamento adjacente (adaptado de Negrão, 2014 in Maciel, 2016). As informações sobre o embasamento foram compiladas por Negrão (2014) a partir de Heilbron *et al.* (2004).

4.3. Tectônica Cenozoica

Ao todo, são reconhecidos cinco eventos tectônicos na evolução do RCSB (Riccomini, 1989; Riccomini *et al.*, 2004) – Figura 7.

A primeira fase (E1) corresponde a uma distensão NW-SE de idade eocênica, responsável pelos esforços de abertura da bacia e pela principal fase de sedimentação, incluindo ainda um evento magmático (Sanson, 2006). As principais estruturas desta fase são sistemas de falhas normais de direção NE-SW, reativadas a partir de zonas de cisalhamento pretéritas (Riccomini, 1989; Riccomini *et al.*, 2004).

As fases tectônicas posteriores (TS, TD, E2) apresentam caráter deformador do registro sedimentar (Sanson, 2006).

A fase TS (transcorrência sinistral E-W), com idade entre o Oligoceno final e o Mioceno, é representada por estruturas que afetam somente os depósitos paleogênicos, não atingindo coberturas neogênicas e quaternárias (Sanson, 2006). A este evento tectônico foram relacionadas falhas normais apresentando direções NE-SW; falhas normais sinistrais e

sinistrais normais com direções NE-SW e ENE-WSW; e falhas normais dextrais e dextrais normais com direções variando entre NE-SW e NNW-SSE (Sanson, 2006; Negrão, 2014).

A fase TD (transcorrência dextral E-W), de idade pleistocênica, apresenta estruturas afetando depósitos paleogênicos, neogênicos e pleistocênicos, mas não foi identificada deformando depósitos holocênicos (Sanson, 2006). As principais estruturas relacionadas a esse evento caracterizam-se por falhas normais com direção predominante NW-SE; falhas normais dextrais e dextrais normais de direção WNW-ESE e NW-SE; e falhas normais sinistrais e sinistrais normais com direções variando de NW-SE a NNE-SSW (Negrão, 2014). Além disso, também foram verificadas estrias associadas a essa fase tectônica superpostas às estrias geradas no regime TS (Sanson, 2006).

A fase E2, vinculada a uma distensão NW-SE, é representada por estruturas que afetam todo o registro cenozoico até o Holoceno (Sanson, 2006). As estruturas geradas por este evento são caracterizadas por falhas normais NNE-SSW, NE-SW e ENE-WSW; falhas normais dextrais e normais com direções NNE-SSW e N-S e estrias bem preservadas. A partir das relações estratigráficas, este foi considerado, por Sanson (2006) e Negrão *et al.* (2015), como o mais recente evento tectônico atuante na bacia de Volta Redonda, apresentando um caráter de reativação de estruturas pretéritas, sendo importantes na segmentação do registro paleogênico. Contudo Riccomini *et al.* (2004) ainda reconheceram uma última fase da evolução tectônica do RCSB (fase C), que seria correspondente a uma compressão E-W atual - Figura 7.

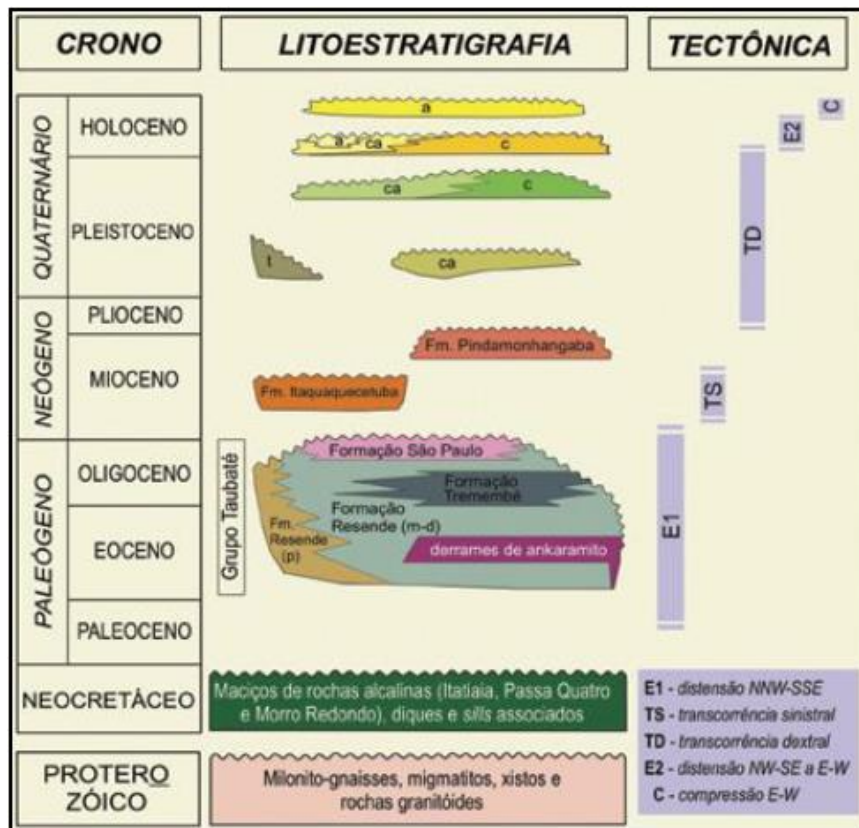


Figura 7 - Coluna litoestratigráfica do Rift Continental do Sudeste do Brasil (a – aluvial; c – coluvial; ca – colúvio aluvial; t – talude; p - proximal; m-d – médio distal) e fases tectônicas reconhecidas (Riccomini *et al.*, 2004).

4.4. Estratigrafia da bacia de Volta Redonda

O preenchimento sedimentar da bacia de Volta Redonda pode ser resumido, da base ao topo, em três unidades litoestratigráficas paleogênicas (Sanson *et al.*, 2006; Negrão *et al.*, 2015) - Figura 8:

- Formação Ribeirão dos Quatis, constituída por conglomerados médios a grossos e arenitos feldspáticos intercalados, interpretados como depósitos de sistemas fluviais entrelaçados de alta energia;
- Formação Resende, formada por intercalações de arenitos feldspáticos e lamitos esverdeados, com presença de conglomerados finos, brechas e vaques. Estes depósitos são vinculados ao principal estágio tectônico da bacia, e associados a leques aluviais e sistemas fluviais axiais de padrão entrelaçado. A unidade tem sua ocorrência essencialmente restrita aos grábens paleogênicos;
- Formação Pinheiral, constituída por conglomerados, arenitos e espessos intervalos pelíticos. Estes depósitos são relacionados a um sistema fluvial entrelaçado, com períodos de afogamento.

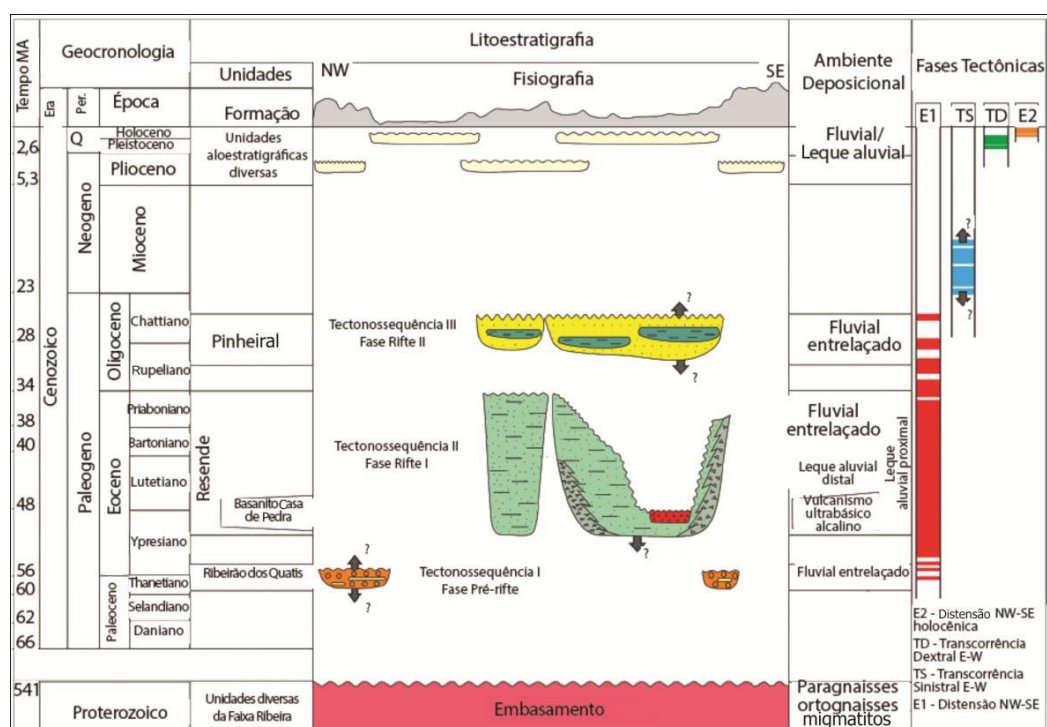


Figura 8 - Coluna litoestratigráfica e fases tectônicas da bacia de Volta Redonda (Negrão *et al.*, 2015).

Além destas unidades sedimentares paleogênicas, a bacia de Volta Redonda inclui rochas vulcânicas ultramáficas alcalinas (lavas ankaramíticas), intercaladas na Formação Resende (Negrão *et al.*, 2015). Sanson (2006) propôs que estas rochas vulcânicas, presentes na parte ocidental do Gráben de Casa de Pedra, evidenciariam o registro de máxima distensão crustal do Eoceno.

São encontradas ainda coberturas neogênicas e quaternárias recobrimdo os depósitos paleogênicos. Este registro sedimentar é composto por litofácies arenosas, lamosas e cascalhosas, relacionando-se à dinâmica fluvial recente (Negrão *et al.*, 2015).

Os depocentros da bacia de Volta Redonda apresentam-se sob forma de hemigrábens (Negrão *et al.*, 2015), sendo que o mais relevante dentre eles corresponde ao Gráben de Casa de Pedra (Melo *et al.*, 1983), cujo eixo maior possui aproximadamente 9 km na direção NE-SW, e o eixo menor aproximadamente 3 km na direção NW-SE. Esta estrutura é preenchida por rochas das formações Resende e Pinheiral, com a presença das rochas vulcânicas ultramáficas alcalinas (Negrão *et al.*, 2015).

5. METODOLOGIA

As atividades desenvolvidas neste trabalho envolveram a descrição macroscópica e microscópica de amostras de arenitos deformados e não-deformados e a interpretação das estruturas tectônicas encontradas.

Foram estudadas 11 amostras de arenitos estratificados coletadas em trabalhos de campo realizados em estudos anteriores (Maciel, 2016; Vogel, em andamento). Das amostras de rochas deformadas, foram descritos os blocos BD#2, F1#3A e F1#3B; das amostras de rochas não-deformadas, foram descritas as 8 (oito) amostras de mão referentes ao perfil sedimentológico 1 (P1#1, P1#2A, P1#3, P1#4, P1#5, P1#6, P1#7, P1#8) - Figura 9.

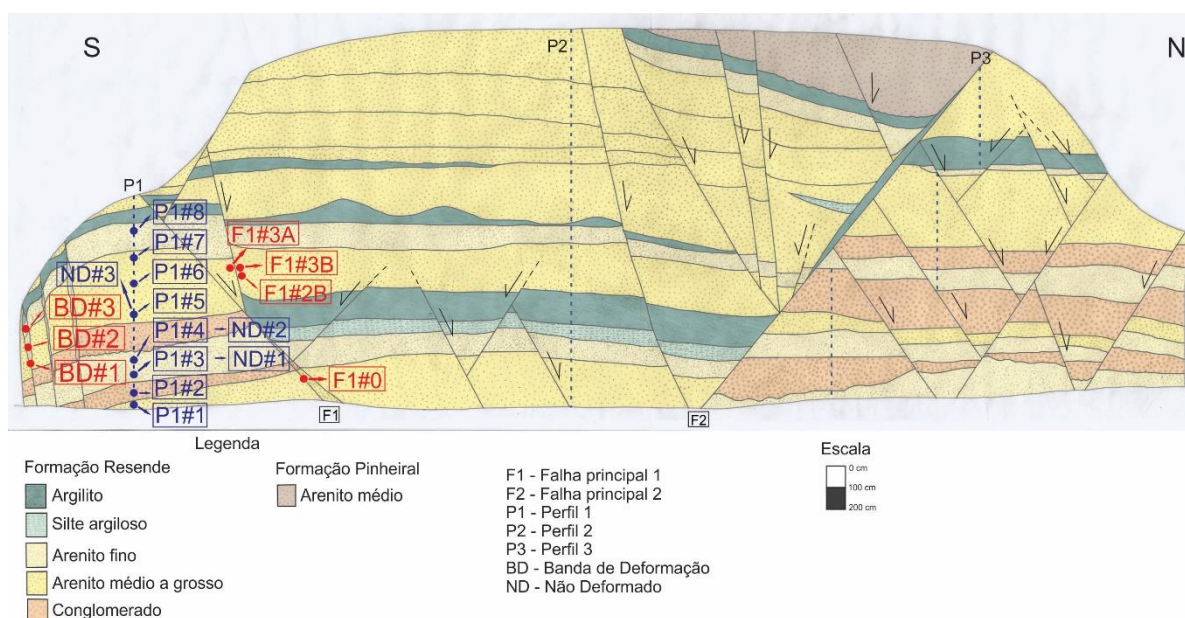


Figura 9 - Seção detalhada do afloramento estudado (modificado de Maciel, 2016 por Vogel, em andamento), com a localização dos perfis sedimentológicos (P1, P2, P3) e das amostras retiradas próximo à falha F1 (F1#3A, F1#3B, F1#2B, F1#0), próximo às bandas de deformação (BD#1, BD#2, BD#3), ao longo do perfil 1 (P1#1, P1#2, P1#3, P1#4, P1#5, P1#6, P1#7, P1#8) e das amostras de blocos de arenitos não-deformados (ND#1, ND#2, ND#3).

Após a coleta, os blocos de arenito deformados foram tomografados em tomógrafo médico, no Laboratório de Tomografia do CENPES/PETROBRAS. Através da interpretação das imagens geradas pelo tomógrafo, foram selecionados setores destes blocos para a extração de *plugs* para ensaios petrofísicos (Vogel, em andamento). As capas destes *plugs* foram aproveitadas para a confecção de lâminas petrográficas, após impregnação com resina líquida e corante de coloração azul, facilitando a identificação dos espaços porosos da rocha. As

lâminas foram orientadas perpendicularmente à direção principal das bandas de deformação identificadas.

As amostras de mão de rochas não-deformadas foram utilizadas diretamente para a laminação, após impregnação com resina líquida e corante de coloração azul.

No total, foram confeccionadas 12 lâminas delgadas no Laboratório de Laminação do Departamento de Geologia/IGEO/UFRJ e usadas para descrição e interpretação das bandas de deformação e para análise comparativa entre os arenitos em questão – Tabela 3.

Tabela 3 – Relação das amostras e lâminas petrográficas utilizadas neste estudo. Em azul claro, estão assinaladas as lâminas que foram descritas; em azul escuro, as lâminas em que, além da descrição, foram feitas contagem.

Amostras Lâminas	P1#1	P1#2	P1#3	P1#4	P1#5	P1#6	P1#7	P1#8	BD#2	F1#3A	F1#3B
P1#1											
P1#2											
P1#3											
P1#4											
P1#5											
P1#6											
P1#7											
P1#8											
BD#2_AP1											
BD#2_BP1											
F1#3A_CP1											
F1#3B_BP1											

As lâminas petrográficas foram descritas com o auxílio dos microscópios binoculares de luz transmitida da marca *OLYMPUS* (modelo CX31), dotado de câmera digital (modelo SC30), do Grupo de Pesquisas sobre a Evolução Geológica de Terrenos Sedimentares Cenozoicos, do Departamento de Geologia/UFRJ, e da marca *ZEISS* (modelo *Imager. AXIO2m*), com câmera digital (modelo *AxioCam MRc*), do Laboratório de Geologia Sedimentar (LAGESED), do Departamento de Geologia/UFRJ.

Os aspectos macroscópicos e microscópicos analisados foram: granulometria; seleção; arredondamento e circularidade dos grãos; matriz; cimento; trama; porosidade; composição mineralógica. Foram tomados como base trabalhos anteriores sobre a petrografia da Formação Resende realizados por Ramos (2003), Brêda *et al.* (2013) e Negrão (2014).

As classes granulométricas foram identificadas a partir da medida dos grãos com auxílio de retículo graduado. A classificação foi baseada nos limites de Wentworth (1922): entre 4,00 e 2,00 mm (grânulo); entre 2,00 e 1,00 mm (areia muito grossa); entre 1,00 e 0,50 mm (areia grossa); entre 0,50 e 0,250 mm (areia média); entre 0,250 e 0,125 mm (areia fina); entre 0,125 e 0,062 mm (areia muito fina); e menor que 0,062 mm (classificado como matriz).

Os demais aspectos texturais foram definidos a partir da comparação com as tabelas de Compton (1982 *apud* Blatt, 1982), para seleção (Figura 10); e de Boggs Jr. (2009), para arredondamento e esfericidade/circularidade (Figura 11), e classificação dos tipos de contatos entre grãos (Figura 12).

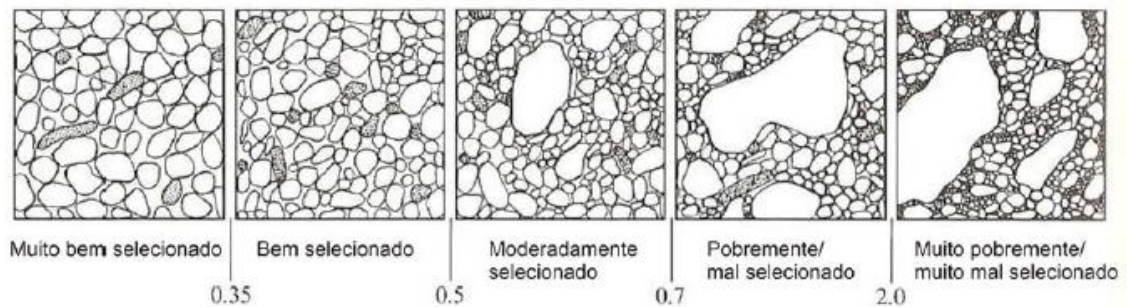


Figura 10 - Padrão utilizado para a classificação da seleção granulométrica (Compton, 1962 *apud* Blatt, 1982).

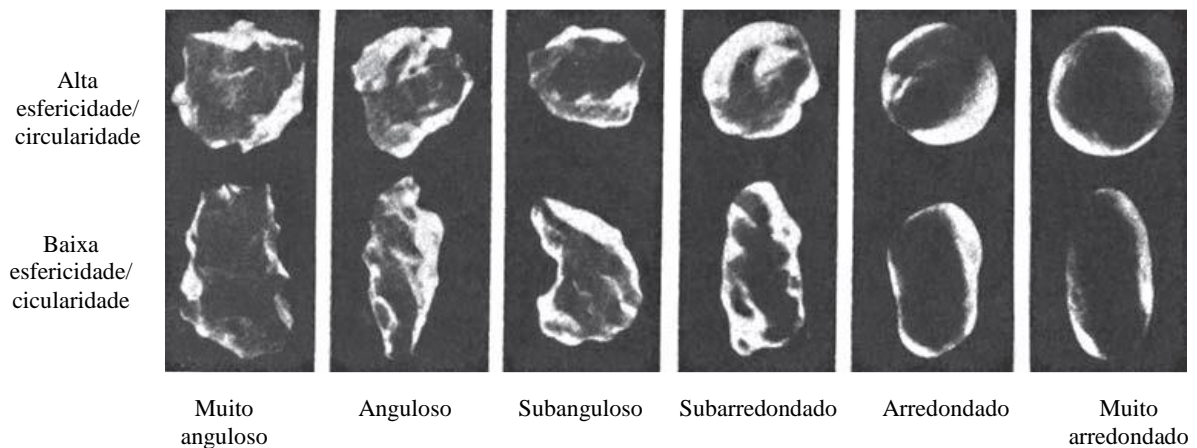


Figura 11 - Padrão utilizado para a classificação do grau de arredondamento e esfericidade/circularidade (traduzido de Boggs, 2009).

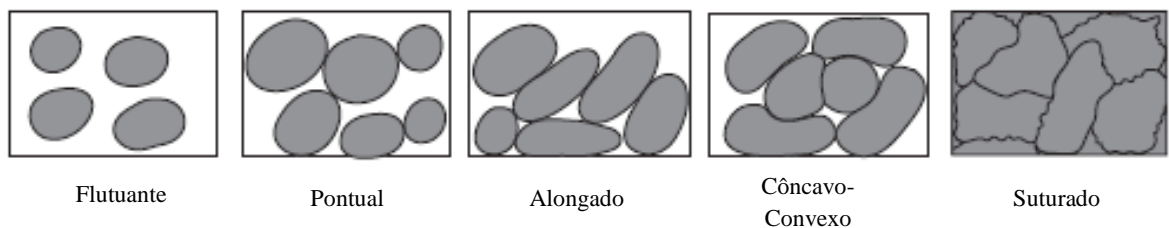


Figura 12 - Tipos de contatos entre os grãos (traduzido de Boggs Jr., 2009).

A porosidade foi caracterizada, quanto a sua origem, como primária (sindeposicional) ou secundária (pós-deposicional). A porosidade primária é do tipo intergranular. A porosidade secundária foi classificada como: móldica; por dissolução parcial; por fraturamento; ou por expansão e contração da matriz argilosa.

A matriz foi classificada nos seguintes tipos: protomatriz (sindeposicional); ortomatriz (produto da recristalização da protomatriz); epimatriz (resultante da alteração de grãos do arcabouço, com posterior infiltração do material argiloso no espaço poroso); e pseudomatriz (originada pelo esmagamento de grãos detríticos facilmente deformáveis), segundo a caracterização de Dickinson (1970).

As arquiteturas das zonas de falhas foram descritas e interpretadas a partir das observações apontadas pelos autores Aydin & Johnson (1978); Fisher & Knipe (1998); Gibson (1998); Ballas *et al.* (2013); Ballas *et al.* (2015); e Pei *et al.* (2015).

Os aspectos texturais e composicionais foram quantificados através do método de contagem de pontos (300 pontos), segundo Gazzi-Dickinson (Dickinson, 1970).

6. RESULTADOS

O afloramento estudado foi descrito por Maciel (2016), que reconheceu intervalos lenticulares extensos a tabulares de arenitos feldspáticos estratificados, predominantemente, intercalados com conglomerados finos e lamitos esverdeados, típicos da Formação Resende. Na parte superior do afloramento, foram identificados, ainda, arenitos muito intemperizados, atribuídos à Formação Pinheiral. O padrão estratigráfico geral é seccionado por duas falhas normais expressivas (F1 e F2), com orientação ENE-WSW e mergulhos opostos, compondo uma arquitetura de gráben e horstes (Figura 13).

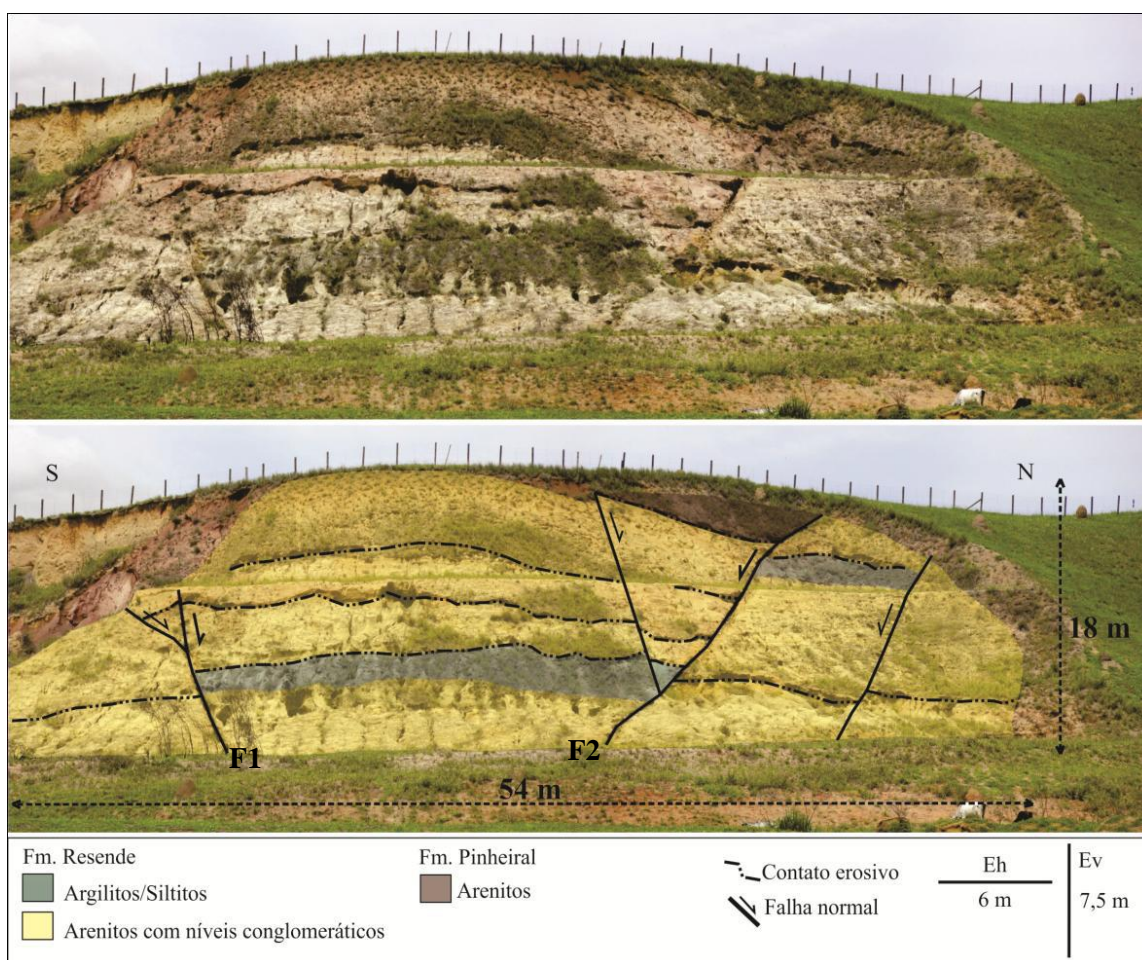


Figura 13 - Aspectos gerais do afloramento estudado (Maciel, 2016), destacando os contatos litológicos e as estruturas tectônicas mais evidentes, em especial as duas falhas principais (F1 e F2), que definem uma estrutura do tipo gráben.

Para o presente estudo, foi selecionado o bloco sul do afloramento, onde foram coletadas as amostras analisadas. Este bloco é limitado pela falha F1, cuja superfície é ressaltado pela cimentação por óxido de ferro (Figura 14).



Figura 14 - Superfície da falha F1, ressaltado pela cimentação por óxido de ferro. Ver localização da estrutura na seção da Figura 13.

Outras feições estruturais presentes no afloramento, em especial no bloco investigado, são as bandas de deformação (Figura 15), que ocorrem, principalmente, nos intervalos areníticos, em padrão anastomosado composto por diversas faixas estreitas (menos que 1 cm) subverticais, com orientação NE-SW, que compõem zonas de bandas com espessuras de 30 a 60 cm. Cada faixa que compõe estas feições apresenta aspecto granular mais fino que a rocha no entorno, também condicionando o padrão de oxidação, confirmando a descrição de Maciel (2016).



Figura 15 - Visão em planta de zona de bandas de deformação identificada em intervalo arenítico do afloramento estudado (a seta indica o topo do afloramento) – Maciel (2016).

6.1. Aspectos texturais dos arenitos não-deformados

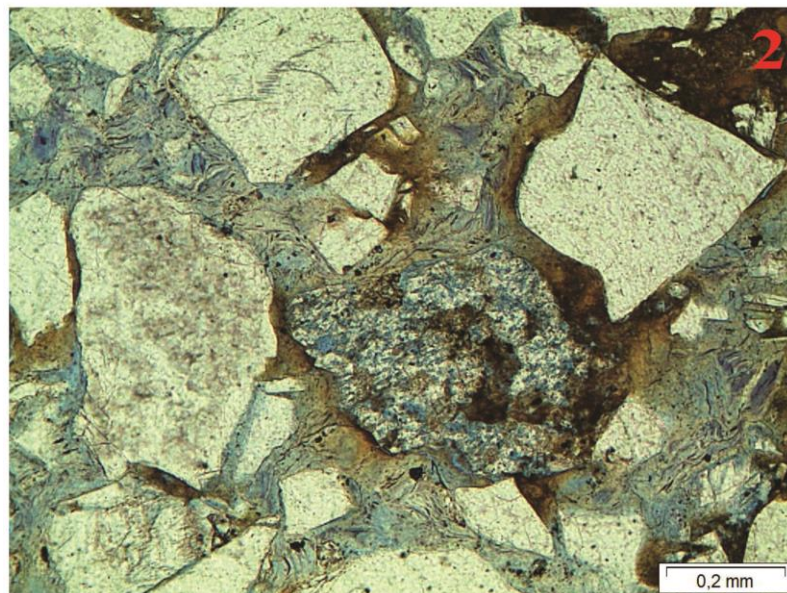
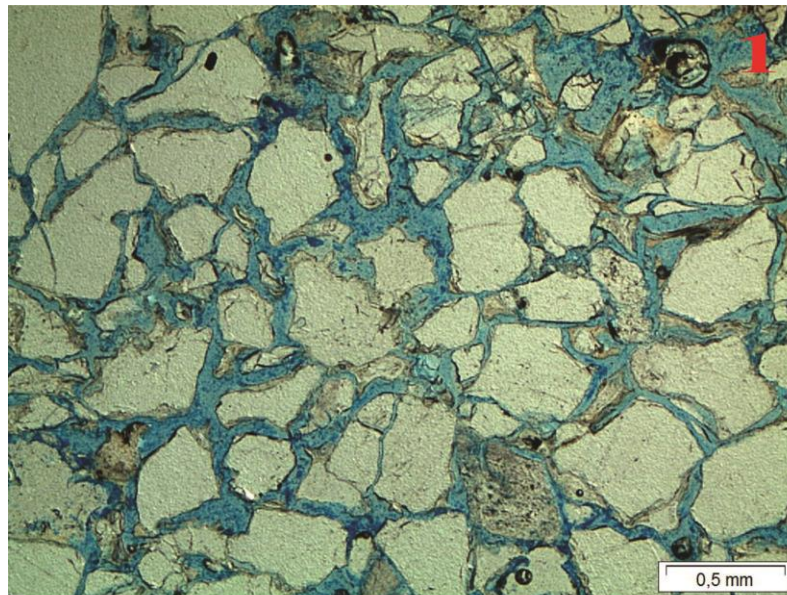
As amostras P1#3, P1#4, P1#5, P1#6, P1#7, P1#8 correspondem a arenitos cuja granulometria varia predominantemente de areia média a fina, mal a moderadamente selecionados (Fotomicrografia 1 da Estampa A). As amostras P1#1 e P1#2 correspondem a arenitos grossos a muito grossos, com a presença de grânulos.

Quanto ao arredondamento, os grãos são em geral muito angulosos a subangulosos (fotomicrografias 1 e 2 da Estampa A), e a circularidade é, predominantemente, baixa. Os contatos entre os grãos são dos tipos pontual e alongado, indicando a baixa compactação desses depósitos (fotomicrografias 1 e 2 da Estampa A). Grãos que não apresentam contatos (“grãos flutuantes”) são comuns nas amostras P1#3, P1#7 e P1#8, devido à alteração de grãos de feldspatos que produz abundante epimatriz (Fotomicrografia 2 da Estampa A).

ESTAMPA A

Fotomicrografia 1 - Amostra P1#3. Arenito médio a grosso, moderadamente selecionado, com grãos angulosos. Notar contatos pontuais e alongados. Nicóis paralelos.

Fotomicrografia 2 – Amostra P1#7. Arenito médio a grosso, mal selecionado, destacando a alteração de grão de feldspato (ortoclásio), produzindo matriz e porosidade móldica. Notar matriz argilosa (epimatriz), contornando os grãos. Nicóis paralelos.



A matriz encontrada é, predominantemente, do tipo epimatriz, ou seja, uma matriz de origem secundária (não deposicional; por exemplo, a alteração de feldspatos para argilominerais – illita, caulinita), com consequente infiltração nos poros intergranulares da rocha. Essa matriz ocorre contornando os grãos (Fotomicrografia 2 da Estampa A)

A porosidade é predominantemente de origem secundária (expansão e contração da matriz; móldica; e intragranular), com exceção dos arenitos representados pelas amostras P1#1, P1#2A e P1#3, que apresentam maior abundância de porosidade primária (intergranular). As rochas estudadas apresentam, em média, 25,57% de porosidade total (Tabela 4).

Tabela 4 – Composição textural das amostras analisadas de arenitos deformados e não-deformados.

	Arenitos deformados				Arenitos não-deformados		
	BD#2_AP1	BD#2_BP1	F1#3A_CP1	F1#3B_BP1	P1#3	P1#4	P1#5
Arcabouço	56,5%	60,7%	56%	45,4%	62,7%	65,4%	57,5%
Matriz	10%	7,4%	23%	27,7%	15,5%	8,1%	13%
Cimentação (óxido de ferro)	7,4%	10%	15%	15,7%	-	-	1,4%
Porosidade Total	26,1%	22,1%	6%	11,2%	21,8%	26,5%	28,1%
Primária	15%	11,7%	0,3%	-	16%	17,4%	20%
Secundária	11,1%	10,4%	5,7%	-	5,8%	9,1%	8,1%
<i>Fratura</i>	6,4%	6,7%	5%	-	3,4%	4,4%	5,4%
<i>Móldica</i>	4,7%	3,7%	0,7%	-	2,4%	4,7%	2,7%
Total	100%	100,2%	100%	100%	100%	100%	100%

6.2. Aspectos texturais dos arenitos deformados

Quando comparados aos arenitos não-deformados, os aspectos petrográficos dos arenitos deformados distinguem-se claramente pela maior cimentação por óxido de ferro. Os valores de matriz e porosidade nos arenitos deformados podem ser individualizados em dois conjuntos: os arenitos com feições de bandas de deformação mostram valores de matriz e de porosidade semelhantes aos dos arenitos não-deformados; os arenitos nas proximidades da falha F1 apresentam valores maiores de matriz e valores menores de porosidade. O fato de a matriz ser mais abundante nos arenitos próximos a falhas provavelmente está relacionado à maior deformação, com cominuição de grãos, levando, também, à redução da porosidade. No caso dos arenitos com feições de bandas de deformação, esta deformação pode ter sido mais localizada, justificando valores médios semelhantes aos dos arenitos não-deformados.

Buscando avaliar mais detalhadamente estas relações, os aspectos texturais dos arenitos deformados serão, a seguir, apresentados separadamente, por amostras e respectivas lâminas

BD#2

Esta amostra corresponde a um arenito coletado em uma zona de bandas de deformação no bloco elevado da falha F1 (Figura 9). Caracteriza-se como um arenito muito fino a grosso, muito mal selecionado, com grãos angulosos a muito angulosos. Destacam-se faixas verticais de variação de granulometria, com percolação de óxido de ferro associada (Figura 16a). As faixas onde os grãos são mais finos estão registradas na imagem de tomografia com cor esbranquiçada (Figura 16b), que indica alta densidade. A percolação de óxido de ferro torna este contraste mais intenso.

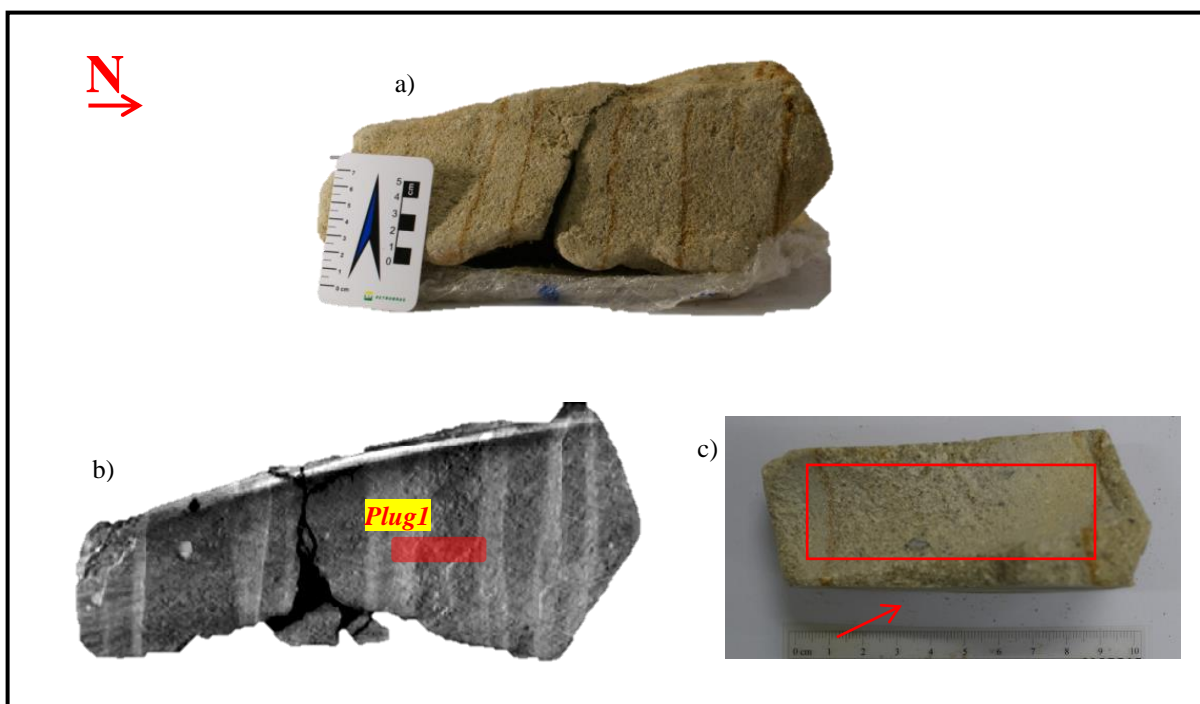


Figura 16 - a) Foto da amostra BD#2, destacando a presença de faixas ferruginosas verticais; b) imagem de tomografia do bloco BD#2, destacando a presença de zonas esbranquiçadas verticais (ver discussão no texto). Está indicada a localização do *plug* BD#2_1; c) foto da capa do *plug* BD#2_1, com a identificação da localização das lâminas BD#2 *Plug* 1_A, na face indicada com uma seta, e BD#2 *Plug* 1_B, com um retângulo de contorno vermelho.

Com o intuito de analisar detalhadamente as propriedades texturais dessas faixas verticais, foi utilizada a capa do *plug* BD#2_1 para a confecção de duas lâminas petrográficas ortogonais às faixas e também entre si (lâminas BD#2 *Plug*1_A e BD#2 *Plug*1_B - Figura 16c).

BD#2 Plug 1_A

De forma geral, foi observada uma composição de areia fina até areia grossa, com grãos muito mal selecionados, angulosos a muito angulosos. A circularidade é baixa. Nas faixas associadas à percolação de óxido de ferro, os grãos estão orientados paralelamente a essas superfícies ferruginosas. Foi possível visualizar um padrão de variação granulométrica com grãos orientados em níveis sub-horizontais (Figura 17). Supõe-se que esse padrão esteja relacionado a estruturas sedimentares.

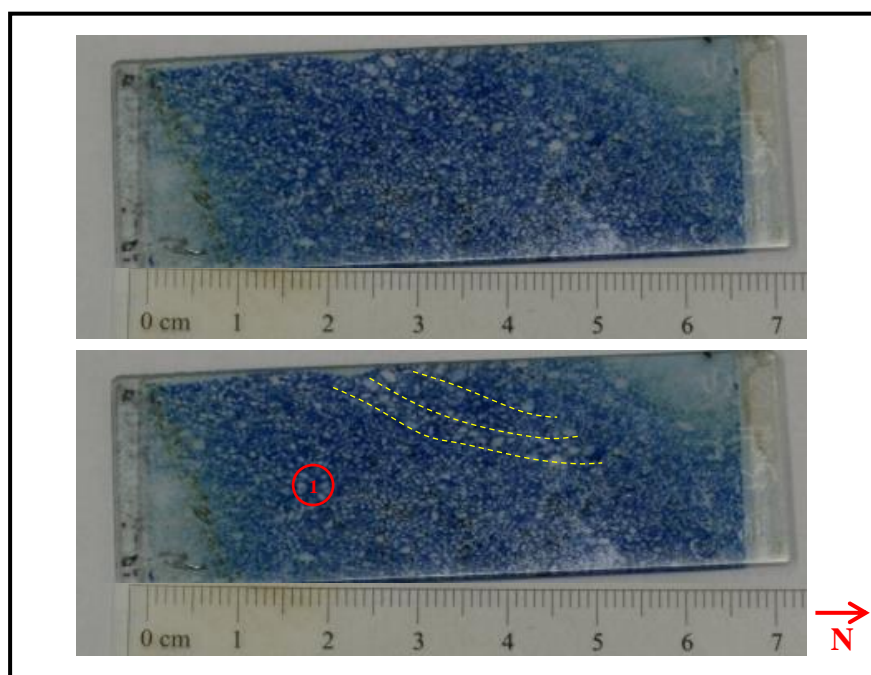


Figura 17 - Foto da lâmina BD#2 Plug 1_A, destacando na foto inferior, a localização da fotomicrografia discutida no texto (círculo numerado em vermelho) e o padrão sedimentar (linhas tracejadas em amarelo).

Os grãos, em sua maioria, são angulosos e comumente apresentam bordas retilíneas bem preservadas (Figura 18). Outro aspecto comum é o alto grau de fragmentação dos grãos, que ocorre de forma diferenciada, sendo mais evidente nos grãos de quartzo policristalino e feldspatos (acompanhando, nestes, os planos de clivagem), em comparação com os grãos de quartzo monocristalino (Figura 18).

Ocorre epimatriz caulínítica, pseudomatriz e raramente protomatriz. Há muitos poros móldicos, associados a feldspatos alterados (Figura 18).

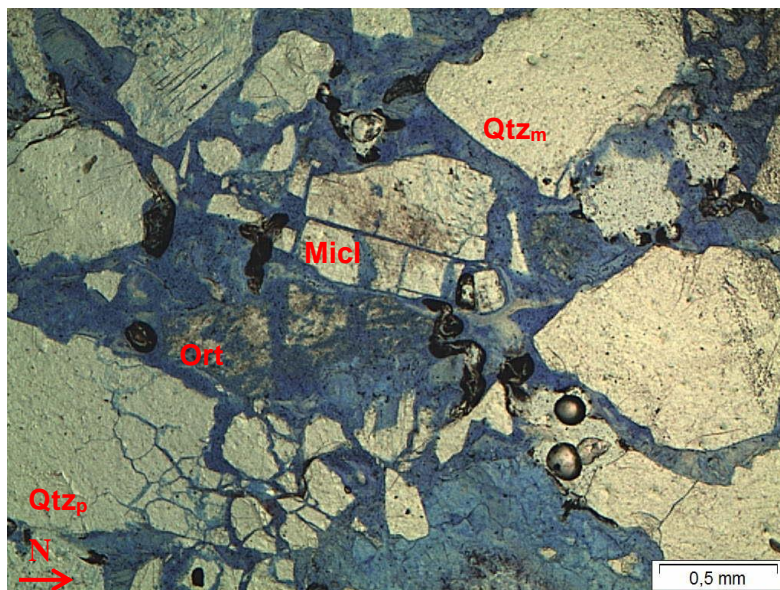


Figura 18 – Fotomicrografia obtida na lâmina BD#2 Plug1_A (indicada pelo número 1 na Figura 17), destacando um grão de quartzo policristalino localmente fragmentado. Observa-se, também, grão de quartzo monocristalino com a borda fraturada. Entre estes grãos, há um grão de microclina fragmentado, com borda retilínea bem preservada e um grãos de ortoclásio muito alterado, gerando porosidade móldica. Nicóis paralelos.

BD#2 Plug 1_B

Em linhas gerais, a lâmina apresenta componentes angulosos, de tamanho areia fina até areia grossa, muito mal selecionados. A circularidade é baixa. Ocorre epimatriz caulínítica e, também, pseudomatriz. Os grãos são muito fraturados, mas alguns ocorrem límpidos, geralmente quartzo e microclina.

Nas faixas associadas à percolação de óxido de ferro destacadas no bloco BD#2 (Figura 16a) pode-se visualizar, mais claramente, a relação de orientação entre os grãos e as superfícies ferruginosas, que se encontram paralelas entre si (Figura 19).

O padrão de variação granulométrica destacado na lâmina anterior também se repete na lâmina BD#2 Plug 1_B (Figura 19). Este padrão é definido por faixas anastomosadas de grãos mais finos e de grãos mais grossos. Há superfícies ferruginosas e poros preenchidos por óxido de ferro.

Nas fotomicrografias 2 e 3 (figuras 20 e 21), as faixas anastomosadas de grãos finos e fraturados sugerem um processo de abrasão nas bordas dos grãos maiores.

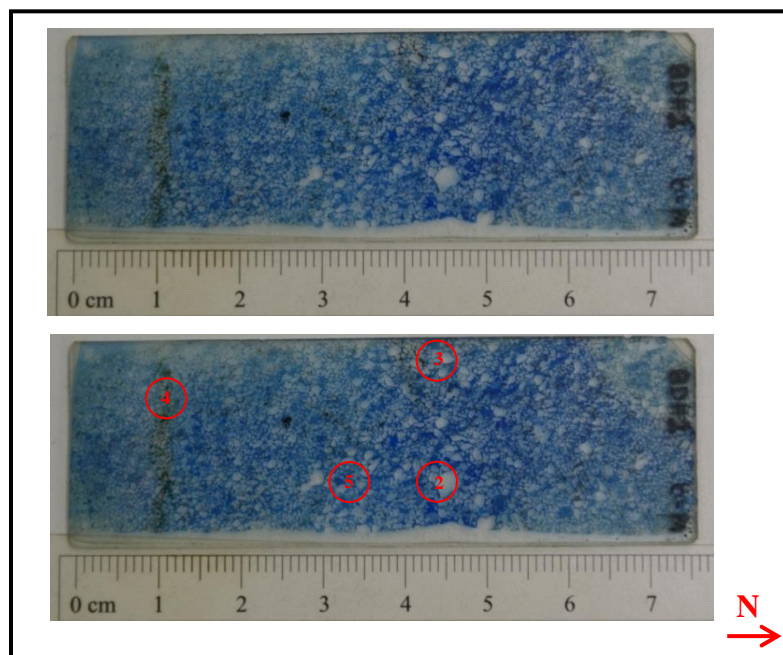


Figura 19 - Foto da lâmina BD#2 Plug 1_B, destacando o padrão de variação de granulometria com orientação semelhante às faixas verticais descritas macroscopicamente. Na foto inferior, está assinalada a localização das fotomicrografias discutidas no texto (círculos numerados em vermelho).

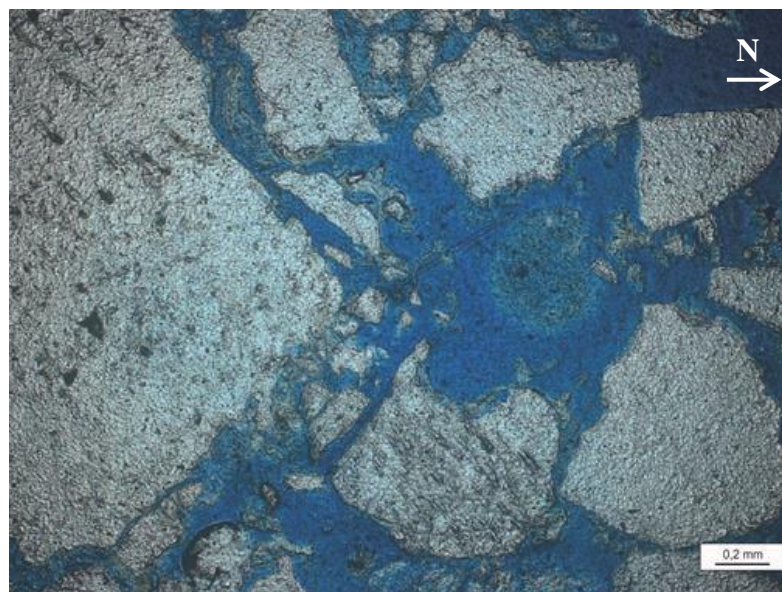


Figura 20 – Fotomicrografia obtida na amostra BD#2 Plug1_B (indicada pelo número 2 na Figura 18), destacando a fragmentação da borda de um grãos maior. Nicóis paralelos.

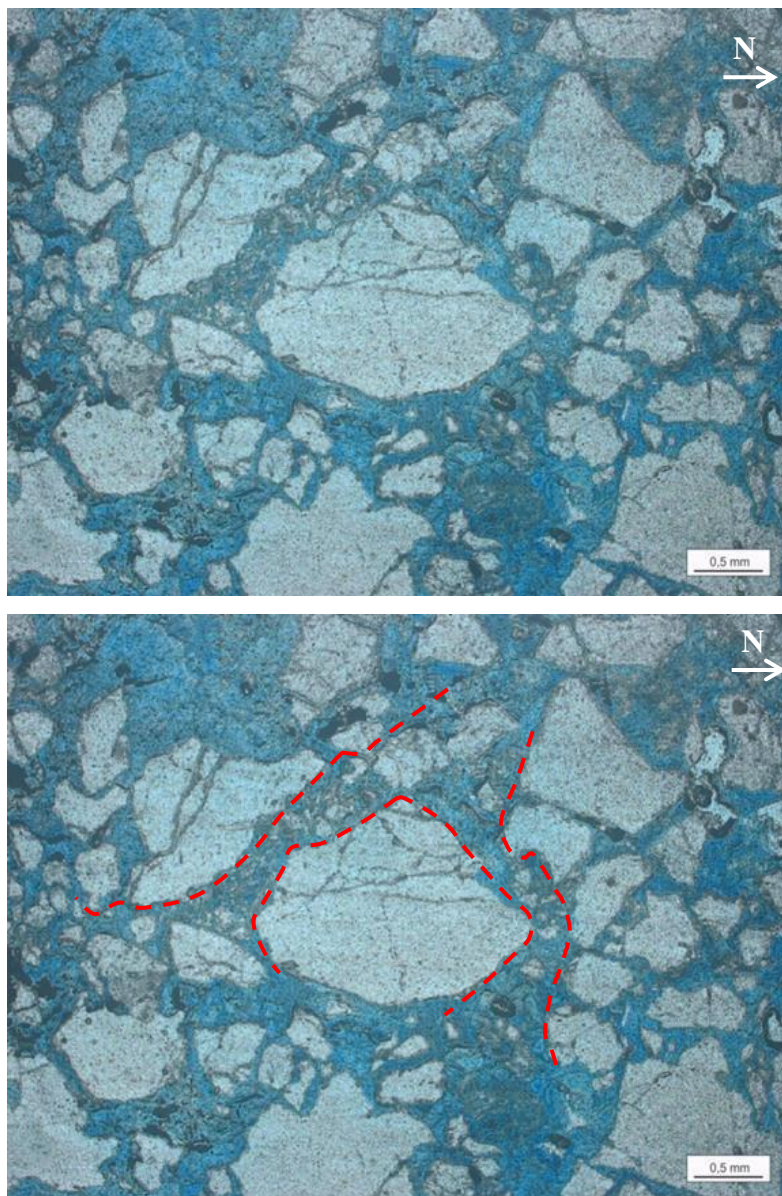


Figura 21 – Fotomicrografia obtida na amostra BD#2 *Plug1_B* (indicada pelo número 3 na Figura 19), destacando faixas de grãos finos e fraturados, associadas à fragmentação das bordas de grãos maiores. Nicóis paralelos.

As faixas com grãos finos e cominuídos estão organizadas segundo orientações diferentes. Na Fotomicrografia 4 (Figura 22) é possível identificar uma faixa vertical (E-W) bem marcada no centro da foto e outras duas faixas de orientação NE. Nesta mesma orientação pode-se visualizar, também, um fraturamento bem destacado nos grãos de quartzo (Figura 22). Uma faixa de orientação NW fica bem evidenciada na Fotomicrografia 5 (Figura 23), que foi retirada na parte central da lâmina (Figura 19).

Pode-se observar ainda que a cimentação por óxido de ferro em uma superfície vertical bem marcada (figuras 19 e 22) concentrou-se em uma faixa de maior granulometria, no limite com uma faixa de grãos menores.

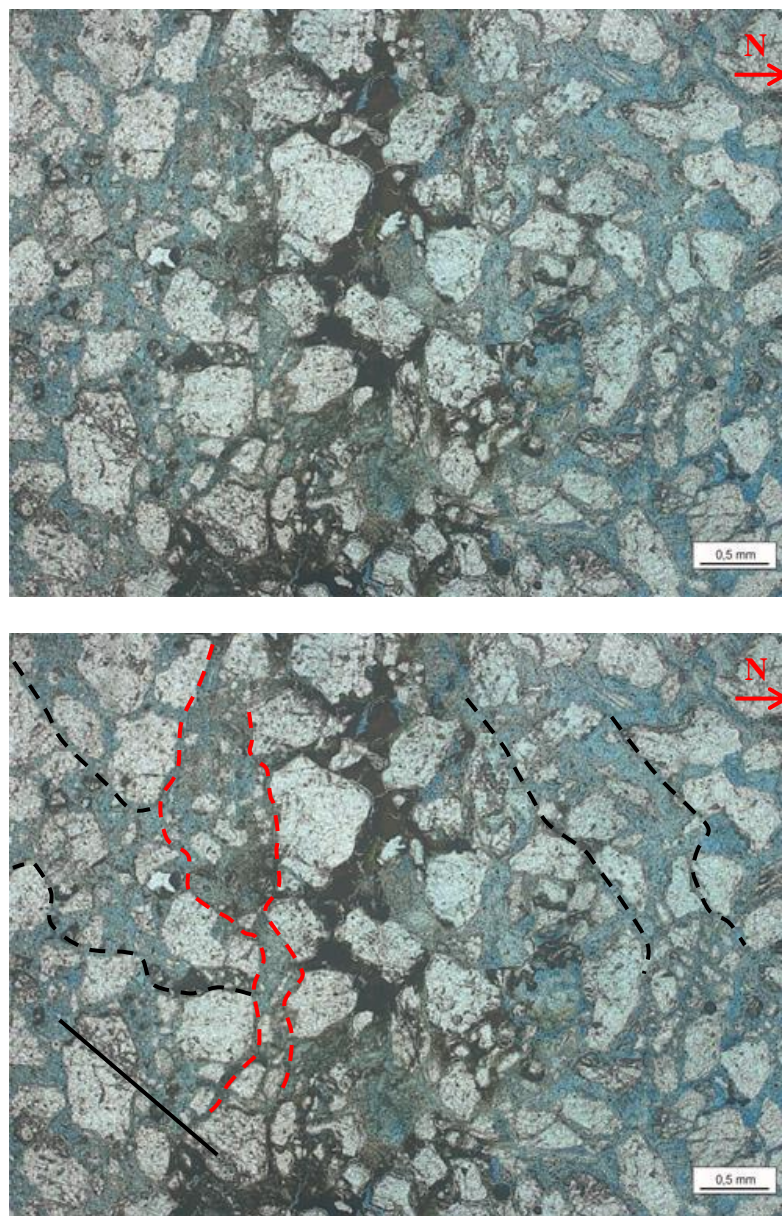


Figura 22 – Fotomicrografia obtida na amostra BD#2 *Plug1_B* (indicada pelo número 4 na Figura 18), destacando a superfície ferruginosa bem marcada, sendo controlada pela faixa vertical de grãos finos e cominuídos (linhas tracejadas vermelhas); outras duas faixas com características semelhantes de orientação NE (linhas tracejadas em preto); e no canto inferior esquerdo da imagem, destaca-se, em linha contínua em preto, o padrão de fraturamento preservado nos grãos de quartzo. Nicóis paralelos.

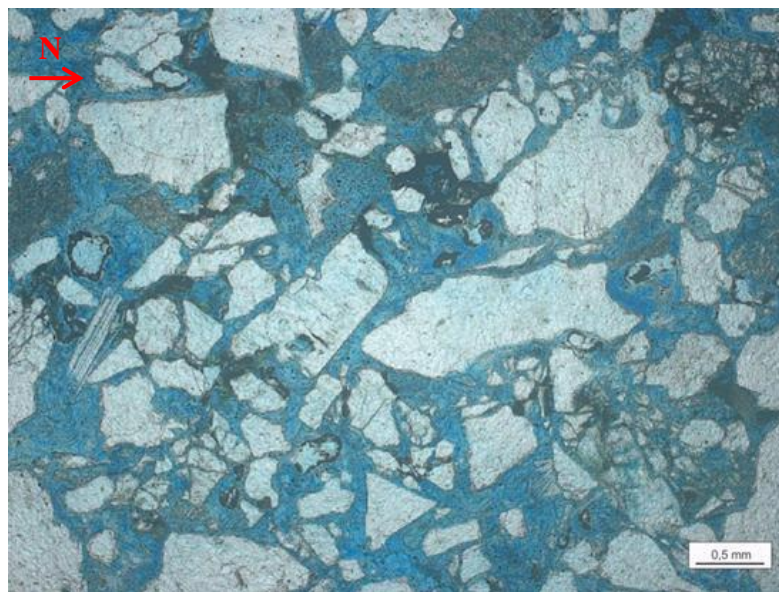


Figura 23 – Fotomicrografia obtida na amostra BD#2 *Plug1_B* (indicada pelo número 5 na Figura 18), destacando faixa de orientação NW com grãos fragmentados. Nicóis paralelos.

F1#3A

Essa amostra foi coletada no bloco alto de uma falha sintética à F1 (Figura 9), sendo limitada pelo plano da falha. Na metade esquerda da amostra observa-se um contato litológico entre arenito muito grosso e arenito fino (Figura 24a). Na metade direita, há uma faixa com intensa cimentação por óxido de ferro, associada à zona de falha. No seu limite, há a presença de argilito/siltito que se relaciona a uma feição de *clay smear*.

Na imagem tomográfica (Figura 24b), observa-se claramente que o contato entre os intervalos areníticos se encontra interceptado por uma falha de pequeno rejeito, associada à zona de falha que delimita a amostra. Esta zona de falha é identificada na imagem tomográfica como uma zona clara, acinzentada, com faixas finas esbranquiçadas, que corresponde à porção de intensa cimentação por óxido de ferro descrita anteriormente. Por essas características peculiares, foi selecionada a localização do *plug* F1#3A_1 ortogonalmente à zona acinzentada identificada na tomografia, de modo a se analisar a variação de densidade identificada pelo tomógrafo.

Na capa do *plug* F1#3A_1 (Figura 24c) foram identificadas superfícies ferruginosas e faixas esbranquiçadas subparalelas à falha, e, localmente, grãos orientados segundo essas faixas. Na extremidade esquerda da capa, há um limite brusco de mudança de granulometria (de arenito fino para muito grosso), com uma superfície ferruginosa muito bem marcada e subparalela à falha.

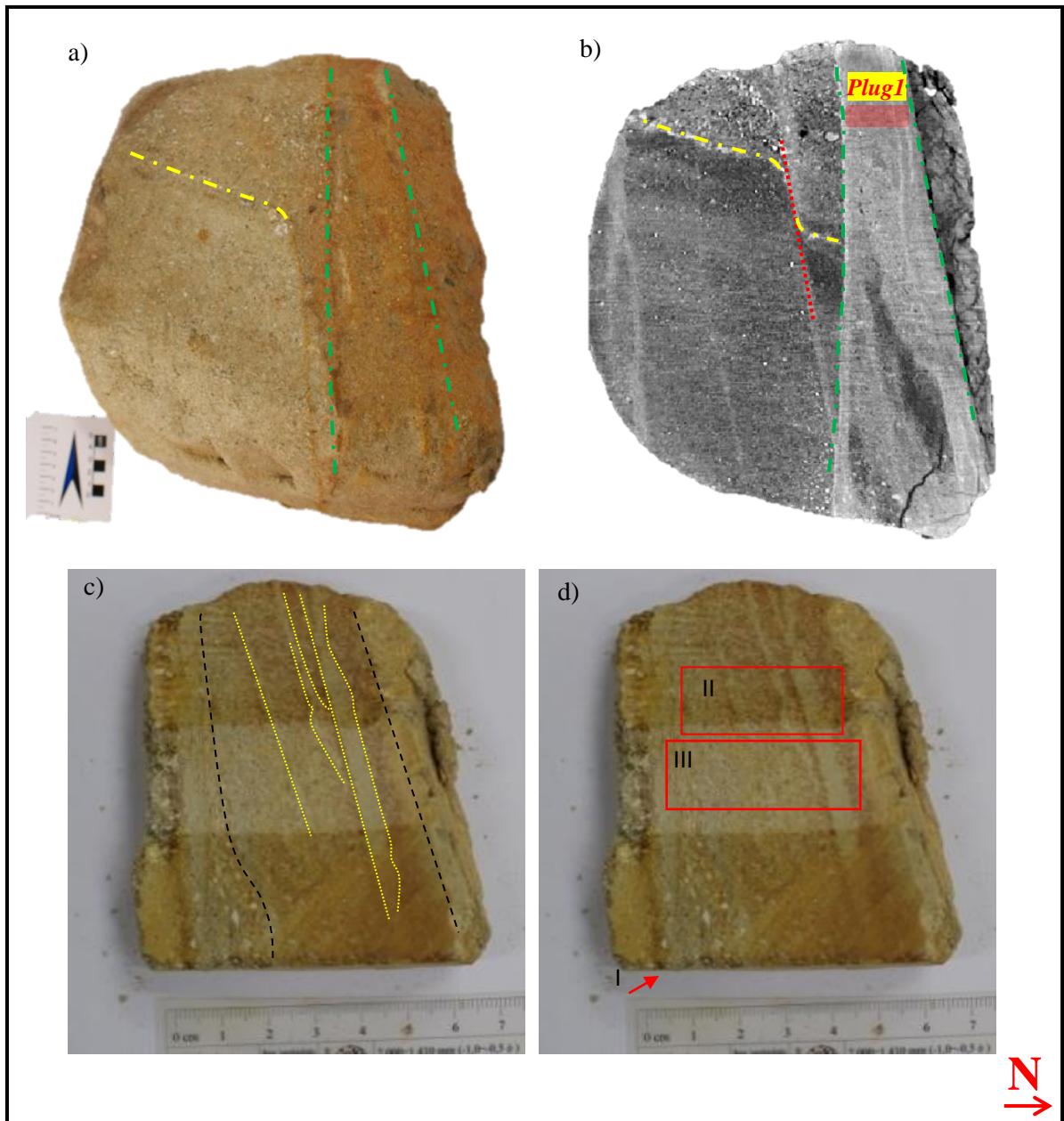


Figura 24 - a) Foto da amostra F1#3A, destacando, com uma linha tracejada amarela, o contato entre arenito muito grosso, no topo, e arenito fino, na base. As linhas tracejadas em verde delimitam uma faixa com intensa cimentação por óxido de ferro, associada à zona de falha; b) imagem de tomografia da amostra F1#3A, destacando, com uma linha tracejada amarela, o contato entre arenito muito grosso, no topo, e arenito fino, na base, que se encontra interceptado por uma falha (indicada por uma linha pontilhada vermelha). Com as linhas tracejadas em verde, destaca-se uma faixa com intensa cimentação por óxido de ferro, associada à zona de falha. À direita desta, há uma feição de *clay smear*. Está indicada a localização do *plug* F1#3A_1; c) foto da capa do *plug* F1#3A_1 interpretada, destacando as faixas esbranquiçadas (linhas pontilhadas amarelas) e os limites bruscos de mudanças de granulometria (linhas tracejadas em preto); d) foto da capa do *plug* F1#3A_1, com a identificação da localização das lâminas F1#3A *Plug* 1_A (I), na face indicada pela seta vermelha, F1#3A *Plug* 1_B (II) e F1#3A *Plug* 1_C (III) - retângulos de contorno vermelho.

Foram confeccionadas três lâminas petrográficas a partir da capa do *plug*, todas com a mesma direção (N-S) – Figura 24c. Das três seções delgadas, foi descrita somente a F1#3A *Plug* 1_C, referente à base da capa, porque cobria maior área seccionada da amostra.

F1#3A Plug 1_C

A granulometria varia, em geral, de areia grossa a muito fina, indicando uma rocha mal selecionada. Os componentes são muito angulosos e de circularidade muita baixa.

É possível observar um padrão estrutural em faixas verticais subparalelas, associadas a variações na granulometria e ressaltadas por superfícies ferruginosas por vezes bem marcadas (Figura 25). A presença de matriz caulínica é significativa, mas com distribuição irregular. Os contatos entre os grãos são pontuais ou ausentes (Figura 26). As bordas dos grãos estão muito fraturadas e cominuídas (figura 26 e 27). A cimentação por óxido de ferro ocorre em faixas, mas também de forma difusa, principalmente na parte central da lâmina (Figura 25).

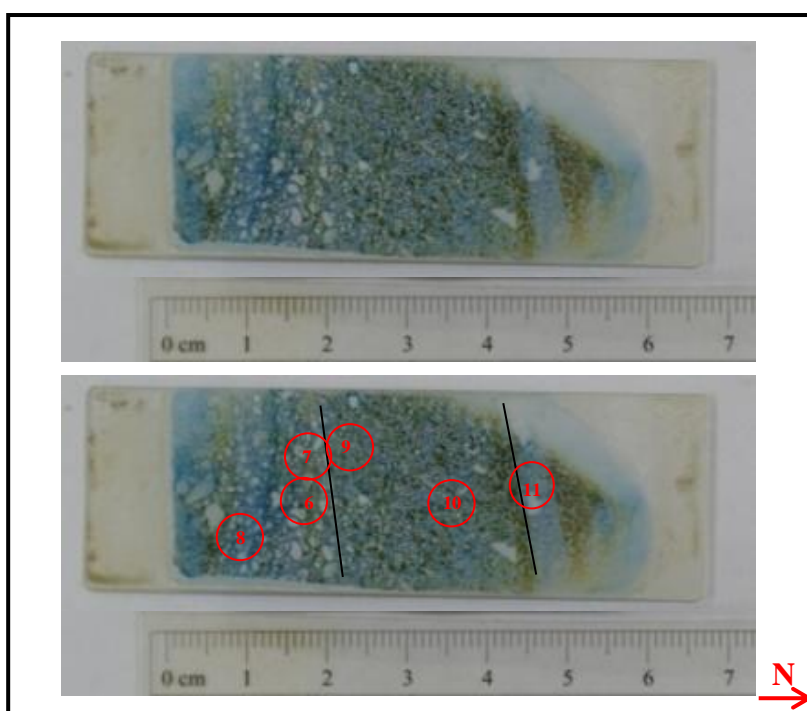


Figura 25 - Foto da lâmina F1#3A Plug 1_C, destacando padrão estrutural bem delimitado por superfícies ferruginosas associadas a faixas verticais de granulometrias distintas: predomínio de areia grossa inferior, à esquerda; areia fina a média, ao centro; e areia fina a muito fina, à direita. Na foto inferior, está assinalada a localização das fotomicrografias discutidas no texto (círculos numerados em vermelho).

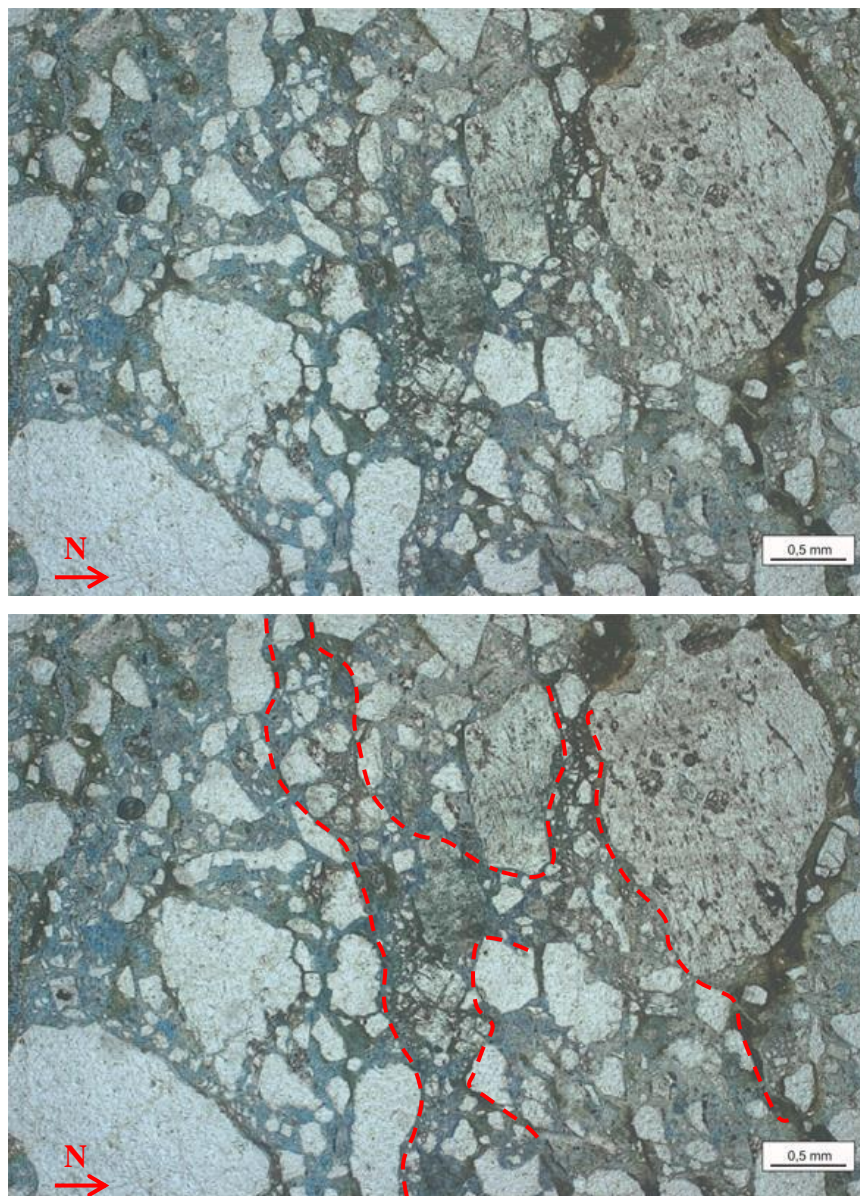


Figura 26 - Fotomicrografia obtida na amostra F1#3A *Plug1_C* (indicada pelo número 6 na Figura 25), destacando a significativa variação granulométrica, presença de grãos muito fraturados (alguns com as bordas cominuídas) – linhas tracejadas vermelhas, matriz argilosa abundante, com distribuição irregular, e cimentação por óxido de ferro; os contatos entre os grãos são ausentes e, por vezes, pontuais. Nicóis paralelos.

A descrição dos aspectos microestruturais da lâmina F1#3A *Plug 1_C* foi realizada em três setores, que apresentam aspectos texturais distintos e cujos limites estão associados à faixas ferruginosas (Figura 25).

No setor à esquerda da lâmina, os grãos predominantes são de tamanho areia grossa. Assim como nas lâminas anteriormente descritas, há delgadas faixas intercaladas com predomínio de grãos de areia fina a muito fina, limitando a percolação de óxido de ferro (figuras 26 a 28). Os grãos orientam-se segundo essas faixas estão muito fraturados e cominuídos e, por vezes, ocorrem micas compactadas e quebradas, evidenciando a

deformação relacionada a estas faixas (Figura 27). Na extremidade esquerda da lâmina, há duas superfícies ferruginosas subverticais bem marcadas e, entre estas, há uma faixa mais clara onde foi possível observar um aumento no empacotamento dos grãos, na concentração de matriz e de grãos finos (figuras 25 e 28).

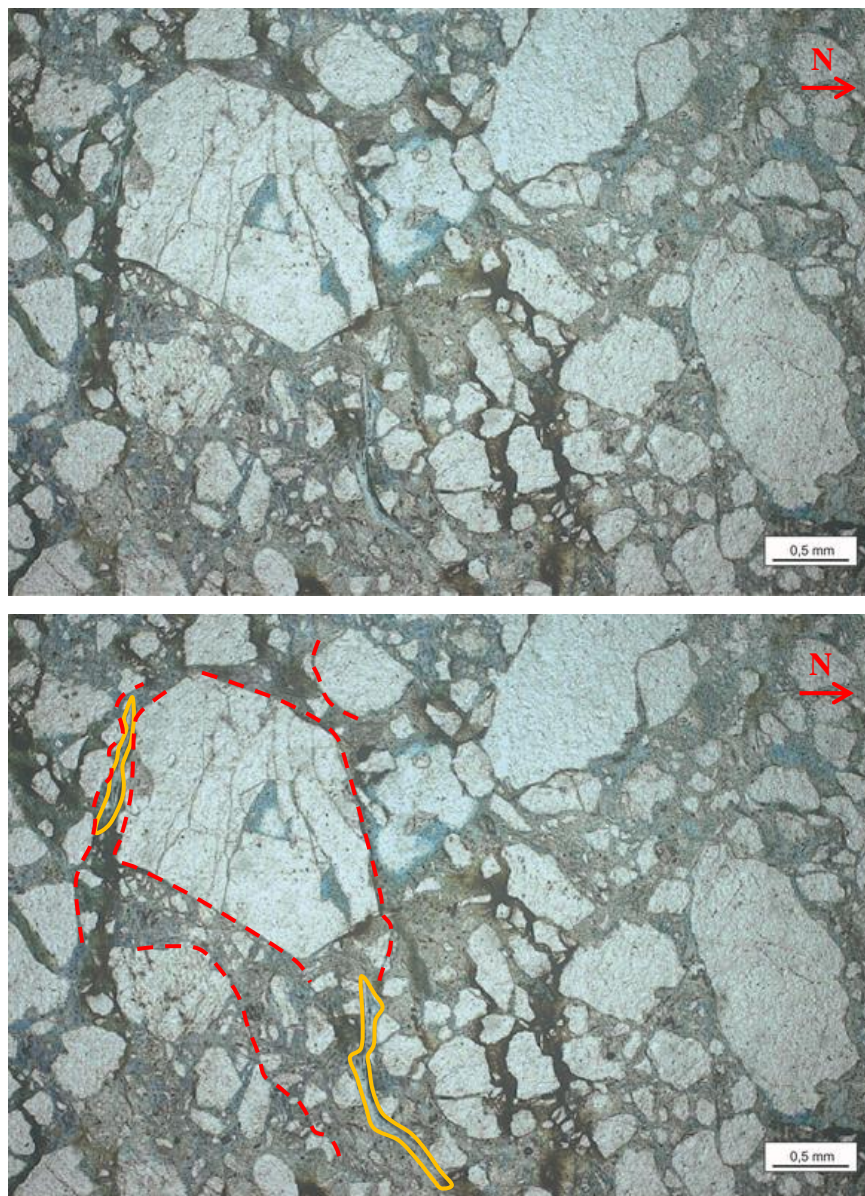


Figura 27 - Fotomicrografia obtida na amostra F1#3A Plug1_C (indicada pelo número 7 na Figura 25), destacando grão de quartzo com as bordas fragmentadas e muito fraturado. Paralelo às fraturas há faixas com grãos cominuídos (linhas tracejadas vermelhas) e micas compactadas (indicadas em laranja); entre os grãos há muita matriz e cimentação por óxido de ferro. Nicóis paralelos.

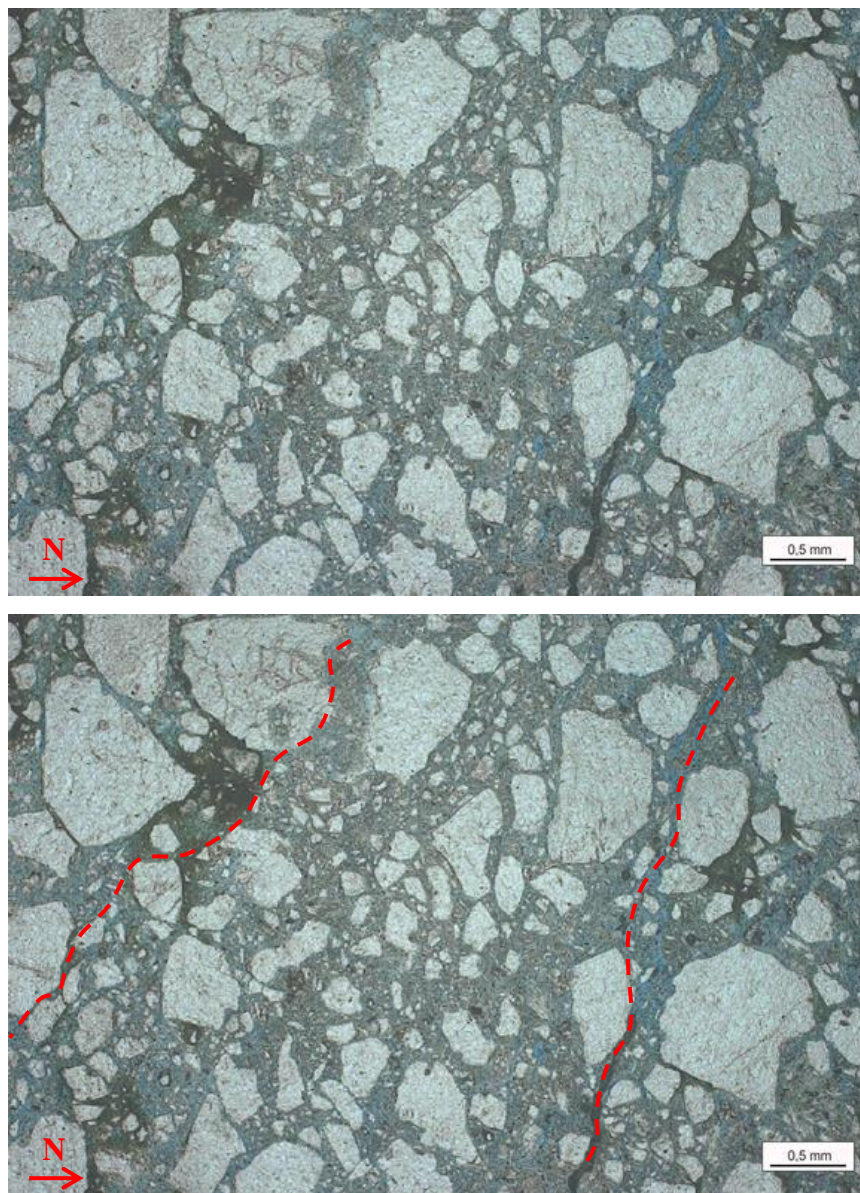


Figura 28 – Fotomicrografia obtida na amostra F1#3A *Plug1_C* (indicada pelo número 8 na Figura 25), destacando uma faixa na porção central da foto com predominância de grãos finos a muito finos e matriz abundante (linhas tracejadas vermelhas), em comparação com as porções adjacentes. Nicóis paralelos.

O limite entre os setores à esquerda e central da lâmina é marcado por uma mudança nítida nos aspectos texturais (figuras 25 e 29), com o setor central sendo caracterizado por uma redução da granulometria (sendo mais comum o tamanho areia média), diminuição na quantidade de matriz argilosa, aumento na seleção dos grãos (moderadamente selecionados) e cimentação por óxido de ferro de forma difusa (Figura 30). É visível também no setor central uma orientação NE dos grãos de quartzo e micas, em superfícies mais horizontalizadas, sugerindo padrão sedimentar, além de faixas NE mais verticalizadas, associadas à deformação tectônica (Figura 30).

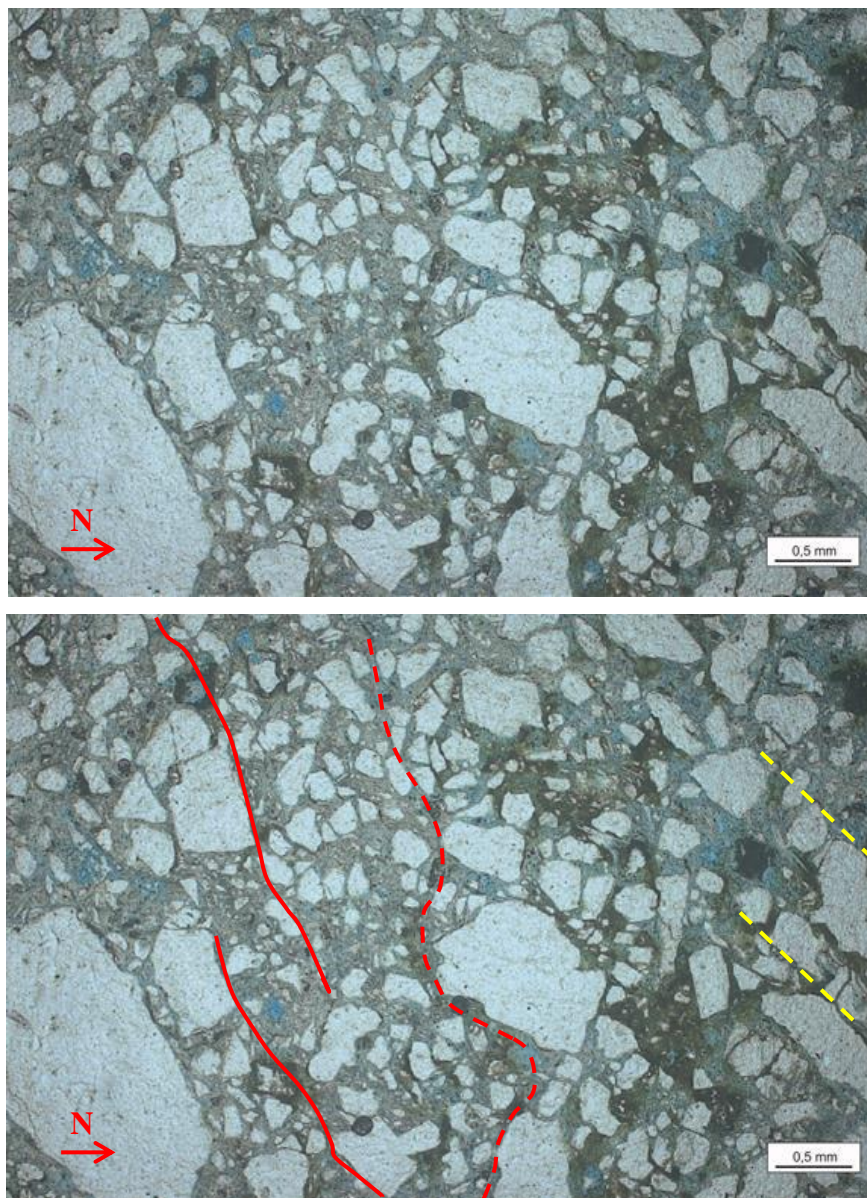


Figura 29 - Fotomicrografia obtida na amostra F1#3A Plug1_C (indicada pelo número 9 na Figura 25), destacando, na parte esquerda da foto, a maior abundância de matriz caulínica (linha tracejada vermelha) e uma faixa verticalizada com maior quantidade de grãos de tamanho areia fina (linhas contínuas vermelhas), em comparação à parte direita da foto, onde os grãos mostram-se orientados na direção NE (indicado por linhas tracejadas em amarelo). Nicóis paralelos.

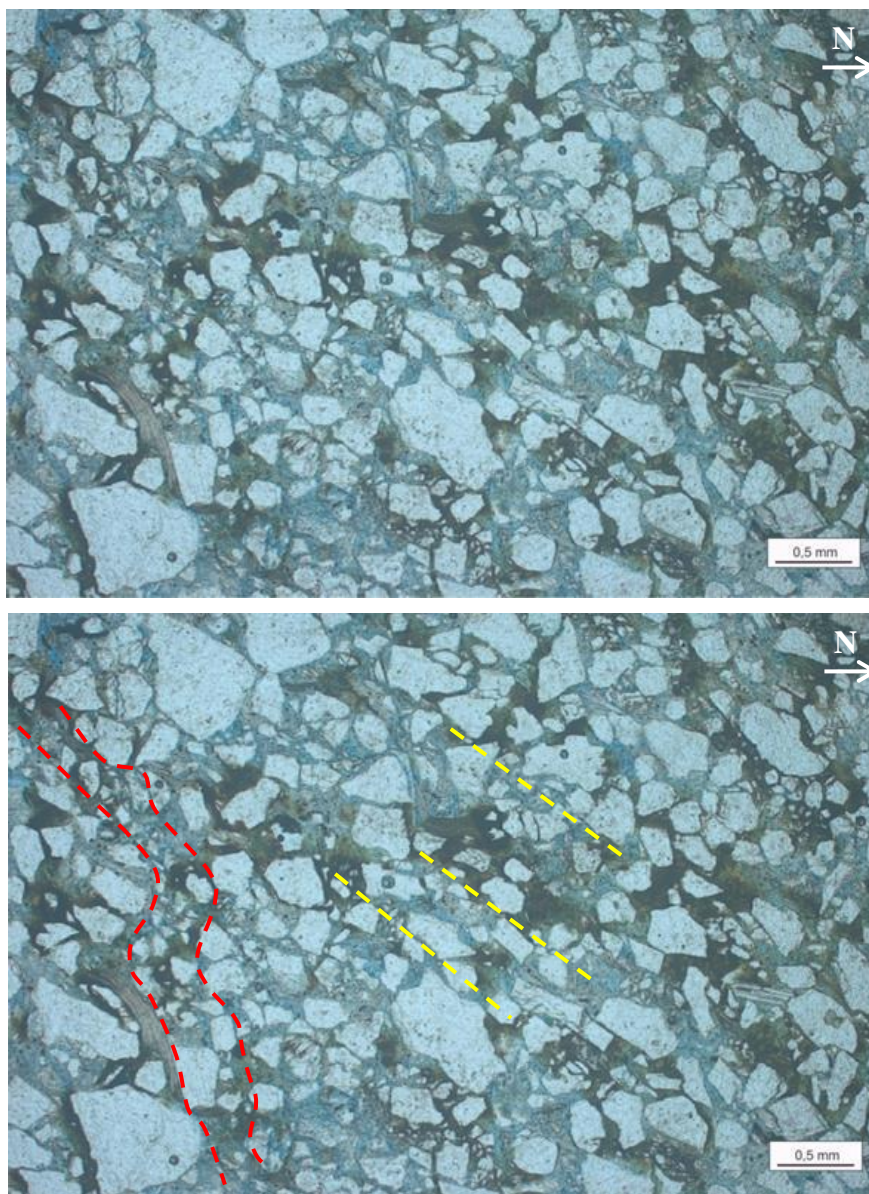


Figura 30 - Fotomicrografia obtida na amostra F1#3A Plug1_C (indicada pelo número 10 na Figura 25), destacando uma seleção moderada; cimentação por óxido de ferro difusa; e orientação dos grãos na direção NE, em superfícies pouco inclinadas (padrão sedimentar) – linhas tracejadas em amarelo, e outras mais verticalizadas (deformação tectônica) – linhas tracejadas vermelhas. Nicóis paralelos.

Na porção à direita da lâmina, destaca-se uma faixa esbranquiçada de areia fina, com pouca variação granulométrica e matriz argilosa abundante, limitada por duas superfícies ferruginosas bem marcadas (figuras 25 e 31). Observa-se uma orientação preferencial dos grãos para NE, sentido semelhante às faixas descritas anteriormente.

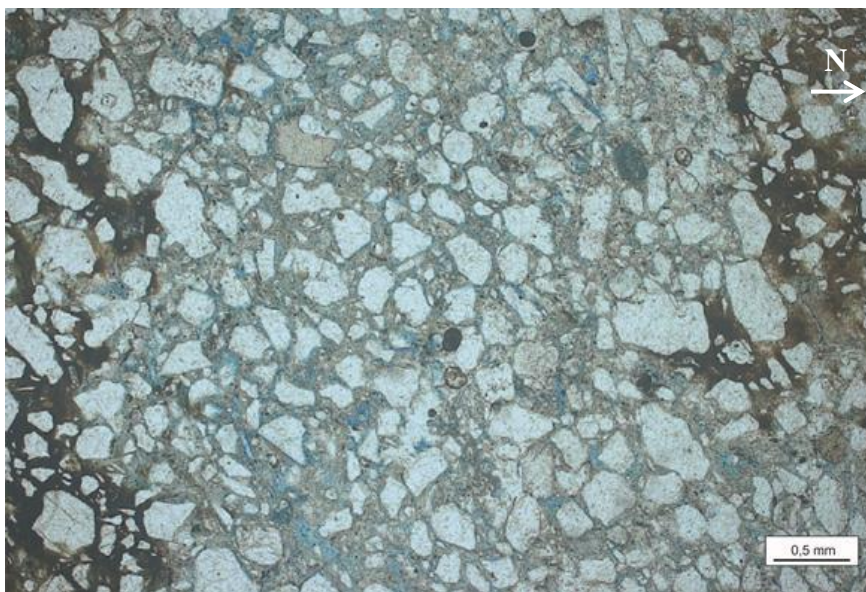


Figura 31 - Fotomicrografia obtida na amostra F1#3A *Plug1_C* (indicada pelo número 11 na Figura 25), destacando, ao centro, uma faixa de areia fina, com seleção moderada a boa, delimitada por superfícies de cimentação por óxido de ferro. Nicóis paralelos.

F1#3B

A amostra F1#3B foi coletado no bloco baixo de uma falha sintética à F1 (Figura 9), contígua à amostra F1#3A. Macroscopicamente, apresenta faixas verticais delgadas de óxido de ferro bem destacadas (Figura 32a), superimpostas a um contato litológico entre arenito muito grosso (no topo) e arenito fino (na base). No limite do bloco com o plano da falha, há a presença de argilito/siltito, relacionando-se a uma feição de *clay smear*.

Na imagem tomográfica (Figura 32b), as superfícies ferruginosas destacam-se como delgadas faixas claras verticais. São observadas ainda algumas faixas claras diagonais, que se cruzam. O contato litológico entre os arenitos também fica bem marcado nesta imagem e o *clay smear* parece ocorrer em uma faixa estreita, pois não foi destacado pelo tomógrafo. Foi confeccionado o *plug* F1#3B_1 no intervalo de arenito fino, de forma que seccionasse as faixas verticais, que apresentam espaçamento variável (figuras 32b e 32c). Este arenito possui granulometria fina a muito fina, seleção moderada a boa, e grãos angulosos.

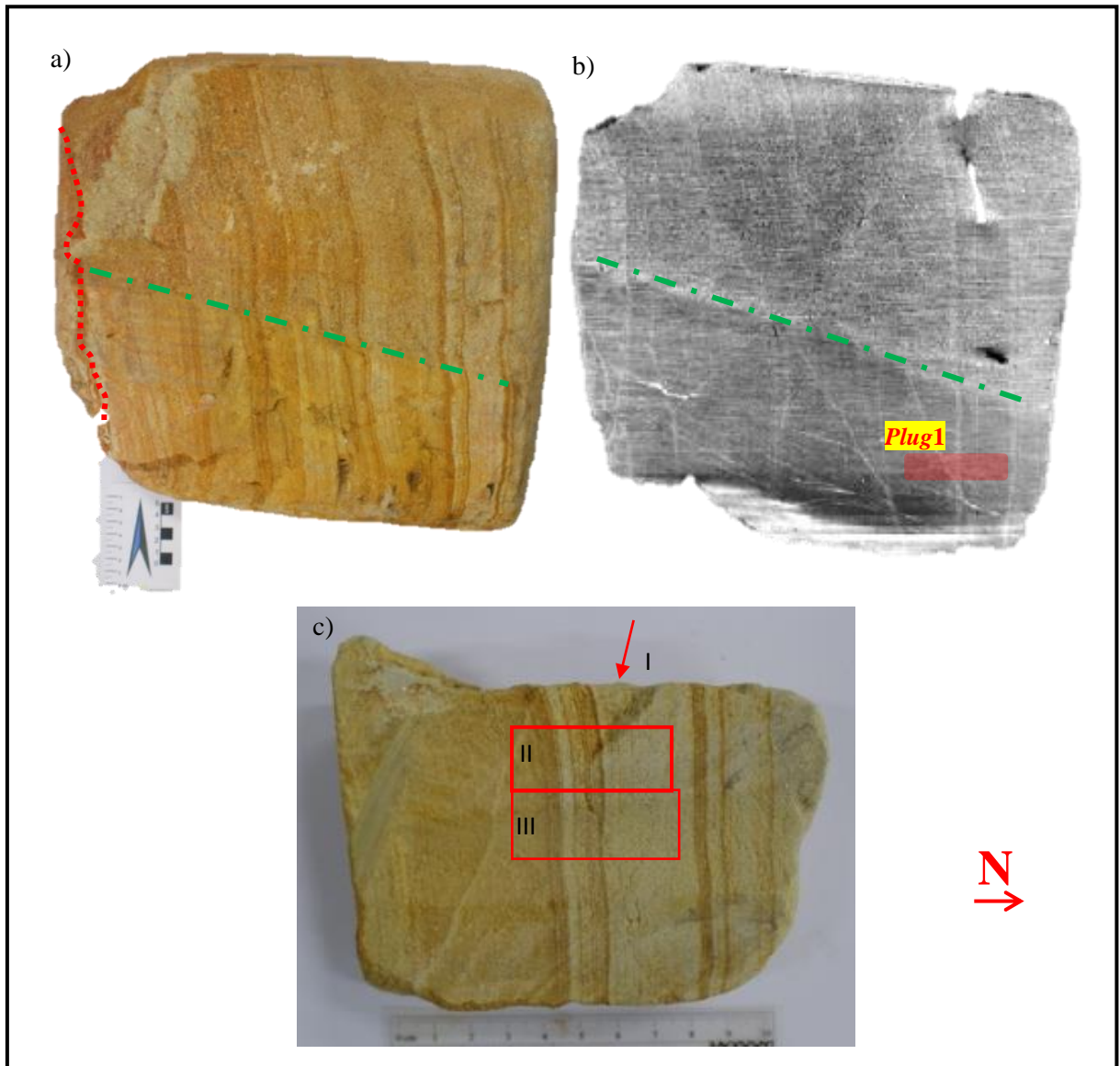


Figura 32 - a) Bloco F1#3B, destacando superfícies ferruginosas verticais, o contato entre arenito muito grosso, no topo, e arenito fino, na base (assinalado com a linha tracejada verde) e o limite da feição de *clay smear* (indicado com uma linha pontilhada vermelha); b) imagem tomográfica do bloco F1#3B, destacando a superfície de contato litológico (por uma linha tracejada verde) e faixas brancas delgadas que cortam o bloco tanto na vertical (associadas às superfícies ferruginosas), quanto na diagonal – está indicada a localização do *plug* F1#3B_1; c) foto da capa do *plug* F1#3B_1, com a identificação da localização das lâminas F1#3B *Plug* 1_A (I) - na face indicada pela seta, F1#3B *Plug* 1_B (II) e F1#3B *Plug* 1_C (III) - retângulos de contorno vermelho.

Na capa do *plug* F1#3B_1 foram confeccionadas três lâminas (Figura 32c), todas com a mesma direção (N-S). Destas, foi descrita somente a F1#3B *Plug* 1_B.

F1#3B Plug 1_B

A lâmina analisada na amostra F1#3B corresponde a um arenito com granulometria fina a muito fina, seleção moderada a boa, grãos angulosos e com baixa circularidade. A matriz argilosa é abundante. Os contatos entre os grãos são pontuais ou flutuantes. No aspecto geral da lâmina é possível observar superfícies ferruginosas verticalizadas e paralelas entre si, sendo mais contínuas e pouco espaçadas à esquerda e mais espaçadas na porção à direita (Figura 33), intercalando-se com faixas claras de granulometria mais fina.

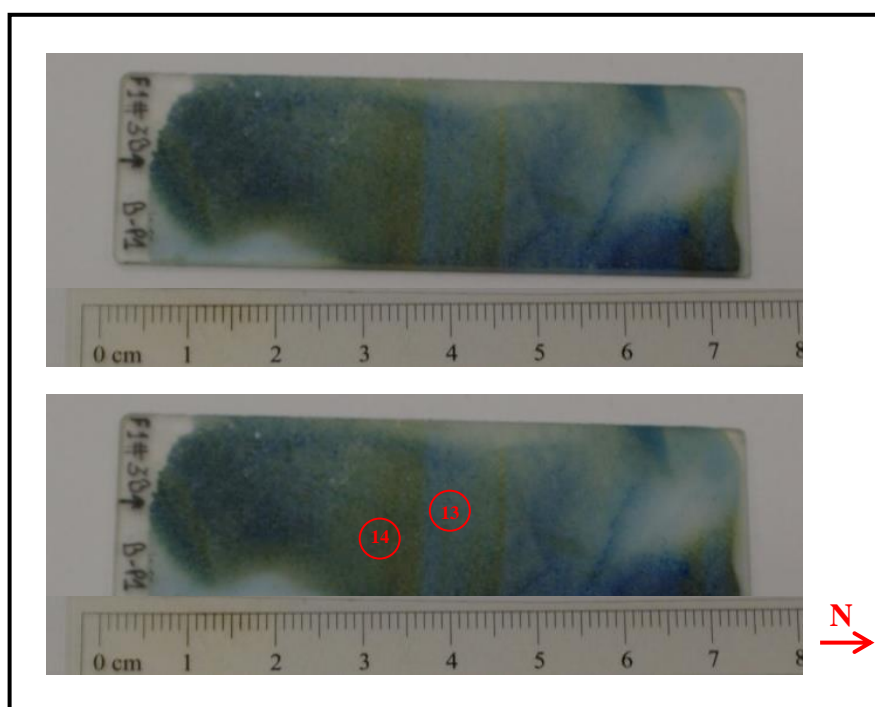


Figura 33 - Foto da lâmina F1#3B Plug 1_B, destacando as superfícies ferruginosas verticais, menos espaçadas na porção à esquerda e mais espaçadas à direita. Na foto inferior, está assinalada a localização das fotomicrografias discutidas no texto (círculos numerados em vermelho).

As faixas com cimentação por óxido de ferro ocorrem preferencialmente nos limites de variações granulométricas (Figura 34), como nas outras amostras de arenitos deformados anteriormente descritas. As faixas de granulometria mais fina, e com matriz mais abundante, podem ser associadas ao maior fraturamento e cominuição dos grãos. Na porção em que as superfícies ferruginosas estão menos espaçadas (Figura 35), percebe-se também a orientação paralela dos grãos, mas a variação granulométrica não é clara.

Obliquamente a essas superfícies ferruginosas, são identificadas duas outras orientações de alinhamento dos grãos: uma NE e outra NW - esta menos inclinada (figuras 34 e 35).

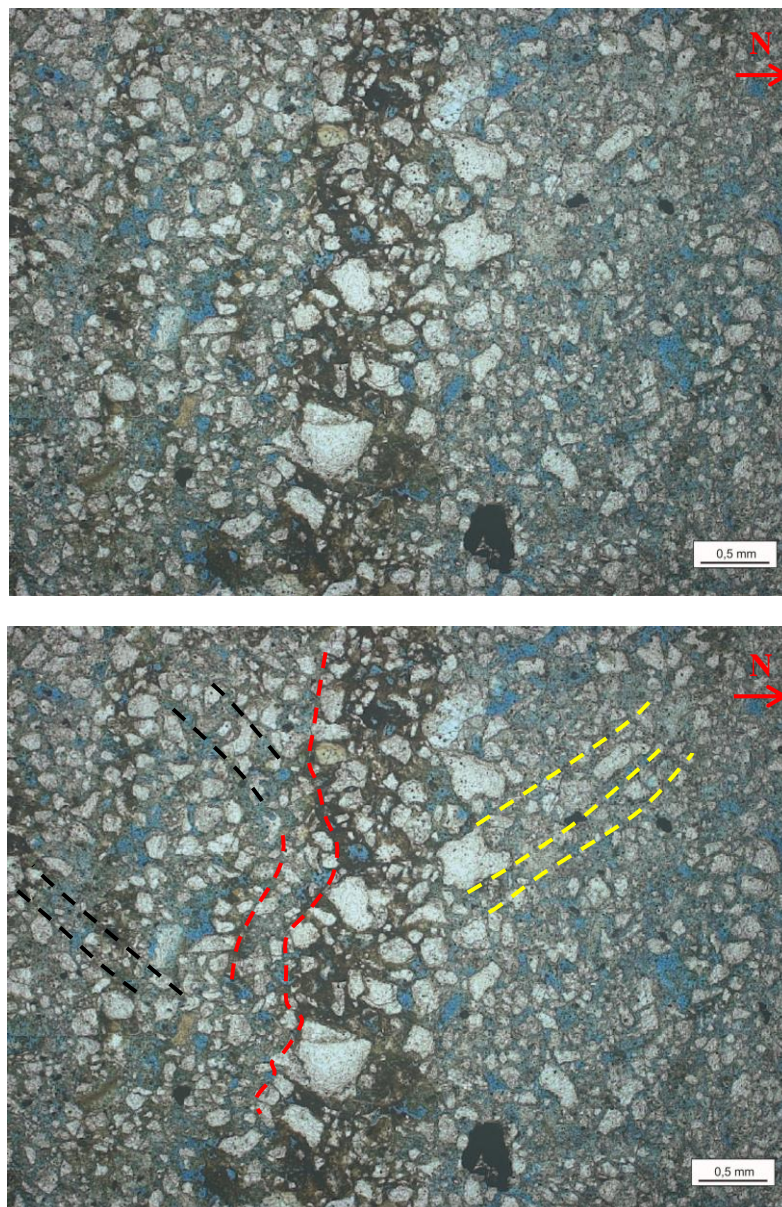


Figura 34 - Fotomicrografia obtida na amostra F1#3B *Plug1_B* (indicada pelo número 13 na Figura 33), destacando a cimentação ferruginosa no limite entre faixas com granulometrias distintas, com a concentração de óxido de ferro preferencialmente na faixa de granulometria mais grossa. Podem ser observadas, também, orientações dos grãos em direções distintas: vertical (assinalada pela cor vermelha); NE (cor preta) e NW (cor amarela) – esta com menor inclinação. Nicóis paralelos.

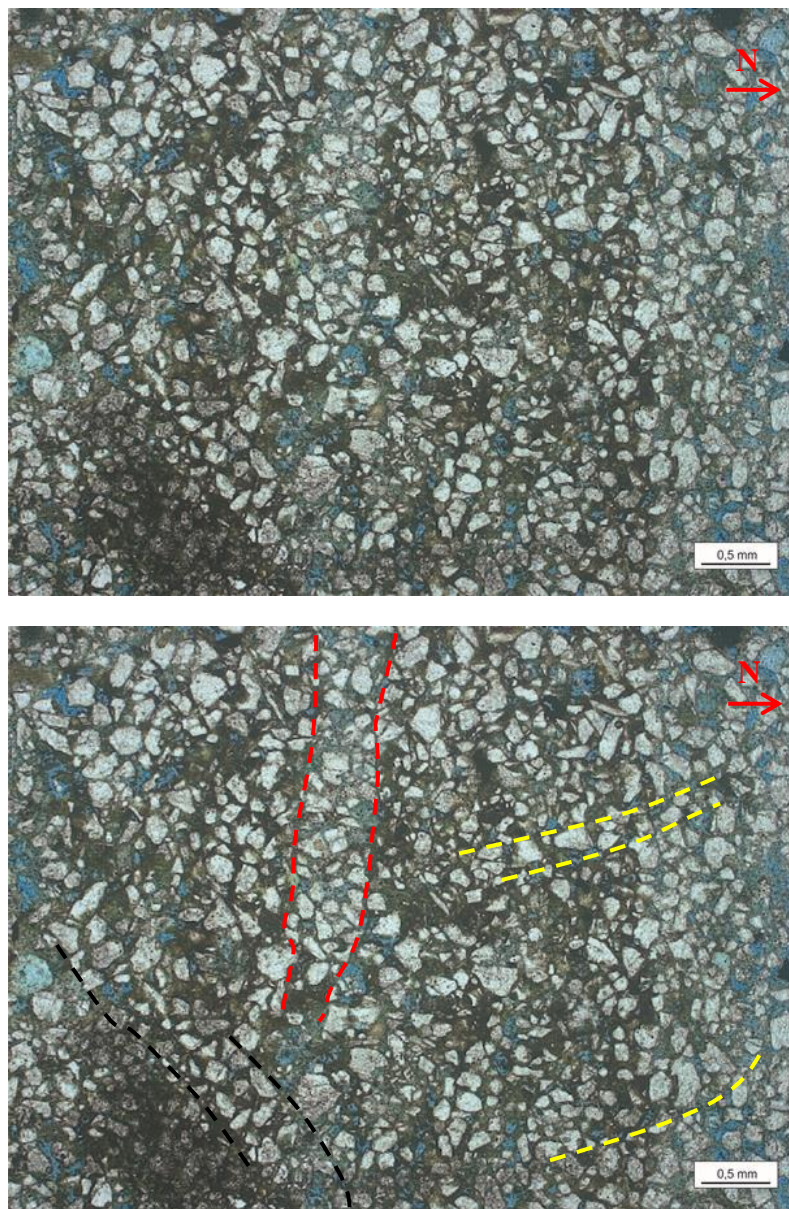


Figura 35 - Fotomicrografia obtida na amostra F1#3B *Plug1_B* (indicada pelo número 14 na Figura 33), destacando o menor espaçamento das superfícies ferruginosas, sem uma clara variação granulométrica. Podem ser observadas, também, orientações dos grãos em direções distintas: vertical (assinalada pela cor vermelha); NE (cor preta) e NW (cor amarela) – esta com menor inclinação. Nicóis paralelos.

6.3. Aspectos composicionais dos arenitos não-deformados e deformados

Em relação à composição tanto dos arenitos não-deformados quanto deformados, o principal componente é o quartzo, seguido pelos feldspatos, litoclastos e micas, com algumas variações percentuais discutidas adiante (Tabela 5).

Tabela 5 – Composição (recalculada para um total 100%) dos grãos do arcabouço das amostras analisadas de arenitos deformados e não-deformados.

	Arenitos deformados				Arenitos não-deformados		
	BD#2_AP1	BD#2_BP1	F1#3A_CP1	F1#3B_BP1	P1#3	P1#4	P1#5
Quartzo total	67,3%	70%	66,7%	58,2%	66,7%	60,8%	61,7%
Qtzo. monocristalino	54,9%	57,2%	54,8%	-	59,7%	41,9%	49,5%
Qtzo. policristalino	12,4%	12,8%	11,9%	-	7%	18,9%	12,2%
Feldspato total	24,9%	23,6%	28,9%	37,4%	23,1%	27%	24%
Microclina	11,3%	9,9%	10,7%	-	7%	10,7%	9,4%
Ortoclásio	5,3%	3,9%	5,4%	-	9,1%	7,6%	6,4%
Plagioclásio	3,5%	4,9%	3,2%	-	2,2%	4,6%	3,5%
Não classificado	4,8%	4,9%	9,6%	-	4,8%	4,1%	4,7%
Fragmentos líticos total	4,7%	3,9%	1,4%	4,4%	4,3%	10%	8,3%
Lítico plutônico	4,2%	3,9%	0,7%	4,4%	3,2%	6%	5,9%
Lítico metamórfico	0,5%	-	0,7%	-	1,1%	4%	2,4%
Lítico vulcânico	-	-	-	-	-	-	-
Mica total	3%	2,3%	3%	-	5,9%	2,2%	6%
Muscovita	1,8%	0,7%	3%	-	5,9%	0,7%	4,7%
Biotita	1,2%	1,6%	-	-	-	1,5%	1,3%
Total	100%	99,8%	100%	100%	100%	100%	100%

O quartzo está presente em dois tipos principais:

- Quartzo monocristalino, que constitui o componente clástico mais abundante das rochas analisadas, possui extinção normal, não sendo raros os indivíduos com extinção ondulante fraca. Nos arenitos não-deformados, a maior parte dos grãos possui aparência límpida (Fotomicrografia 1 da Estampa B), mas há grãos com inclusões aciculares de biotita acastanhada e muscovita, e globulares de rutilo, titanita ou apatita. Já nos arenito deformados ocorrem grãos de quartzo muito fraturados, muito angulosos e com inclusão de muscovita, predominantemente (Fotomicrografia 2 da Estampa B);

- Quartzo policristalino, que não é o mais abundante, mas está presente em todas as lâminas descritas. São encontrados os tipos Q_{2-3} e $Q_{>3}$ (Fotomicrografia 3 da Estampa B). No geral, os subgrãos possuem extinção ondulante e os contatos entre eles são suturados e/ou poligonais. Nos arenitos deformados, as bordas dos grãos de quartzo policristalino encontram-se bem fraturadas.

O feldspato ocorre como:

- Microclina, tipo mais comum nas rochas analisadas, caracterizado pela geminação tartan bem marcada (Fotomicrografia 4 da Estampa B). Podem apresentar inclusões de quartzo ou de muscovita e estar parcialmente dissolvidos; em grãos mais prismáticos, de forma retangular e com fraturas que seguem a clivagem;

- Ortoclásio, que se apresenta como grãos muito alterados, formando porosidade móldica ou como grãos parcialmente dissolvidos (fotomicrografias 5 e 6 da Estampa C). Os planos de clivagem estão bem marcados em alguns grãos analisados nas rochas não-deformadas; em contrapartida, os grãos de ortoclásio nos arenitos deformados podem ocorrer muito fraturados e alterados;

- Plagioclásio, que é o tipo menos comum nas rochas analisadas. Os grãos são muito fraturados e angulosos. Sua geminação polissintética, que normalmente é contínua nas lâminas de arenitos não-deformados (Fotomicrografia 7 da Estampa C), apresenta-se interrompida nas lâminas de arenitos deformados (Fotomicrografia 8 da Estampa C), indicando a deformação.

Dentre os tipos de litoclastos, os de origem plutônica são os mais comumente encontrados nas rochas analisadas (Fotomicrografia 9 da Estampa C), sendo representados por grãos de quartzo-ortoclásio, quartzo-microclina, quartzo-ortoclásio-microclina nas lâminas de rochas não-deformadas, e por litoclastos de feldspato-quartzo e feldspato-feldspato nos arenitos deformados. Em menor proporção há também ocorrência de litoclastos metamórficos, representados por grãos subangulosos de quartzitos, com subgrãos deformados, e quartzo xistos, com quartzo e muscovita associados (Fotomicrografia 5 da Estampa C), sendo este último predominante nos arenitos deformados.

Minerais como muscovita e biotita estão presentes nos arenito não-deformados, apresentando pouca deformação por compactação (Fotomicrografia 10 da Estampa C). Enquanto, nos arenitos deformados, são comuns micas compactadas e orientadas (Fotomicrografia 6 da Estampa C).

Zircão, titanita, turmalina, apatita e opacos ocorrem como minerais traços nas rochas analisadas.

De uma forma geral, comparando os dados composicionais dos arenitos deformados e não-deformados, há nos arenitos deformados um aumento relativo no percentual de quartzo e uma diminuição nos percentuais de litoclastos e micas. Os valores de feldspato mantêm-se relativamente constantes.

Com base nos valores de quartzo total, feldspato total e litoclastos, as amostras podem ser classificadas como arcóseo e arcóseo lítico no diagrama triangular de classificação de Folk (1980) – Figura 36.

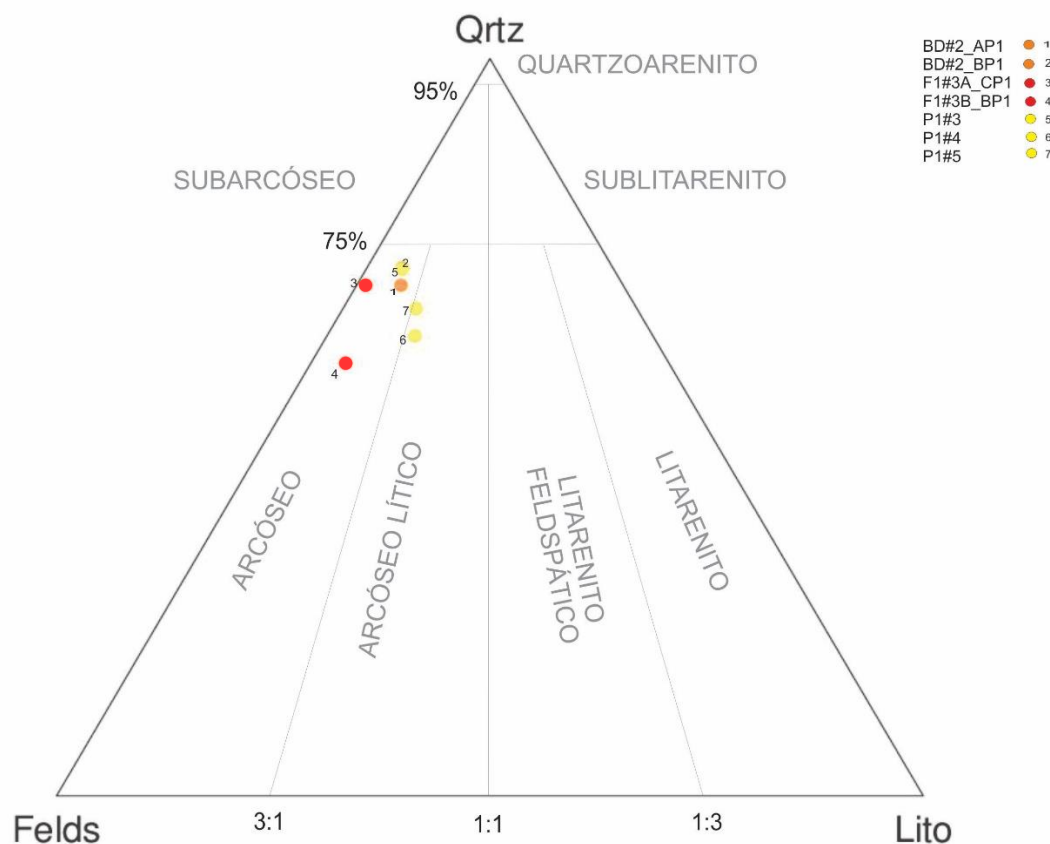


Figura 36 - Classificação petrográfica das amostras estudadas no diagrama triangular de Folk (1980).

A partir do diagrama triangular de classificação petrográfica, é possível notar que há uma diferença composicional entre os arenitos próximos à falha F1 em relação aos arenitos com bandas de deformação, que, por sua vez, são composicionalmente semelhantes aos arenitos não-deformados.

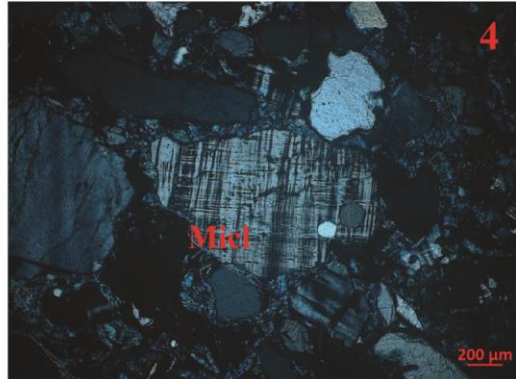
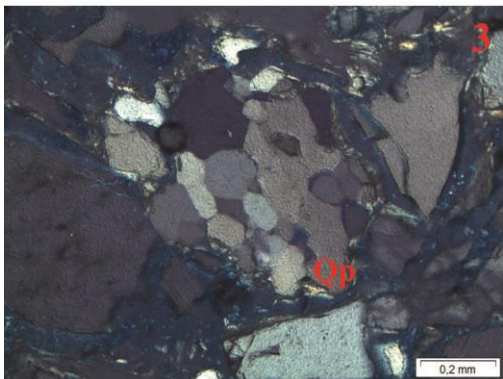
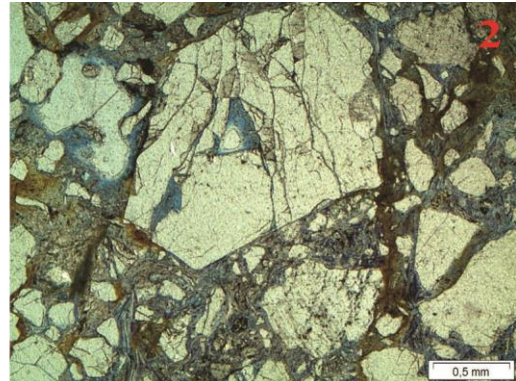
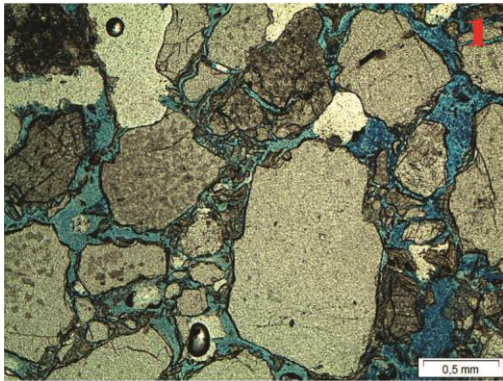
ESTAMPA B

Fotomicrografia 1 – Amostra P1#5. Grãos de quartzo angulosos e límpidos ou fraturados. Nicóis paralelos.

Fotomicrografia 2 – Amostra F1#3A *Plug1_C* 2, indicando grão de quartzo muito fraturado. Nicóis paralelos.

Fotomicrografia 3 – Amostra P1#3. Quartzo policristalino ($Q_{>3}$). Nicóis cruzados.

Fotomicrografia 4 – Amostra BD#2 *Plug1_A*, destacando um grão de microclina, que ocorre com geminação tartan. Nicóis cruzados



ESTAMPA C

Fotomicrografia 5– Amostra P1#3. Grão de ortoclásio alterado e de litoclasto de rocha metamórfica. Nicóis cruzados.

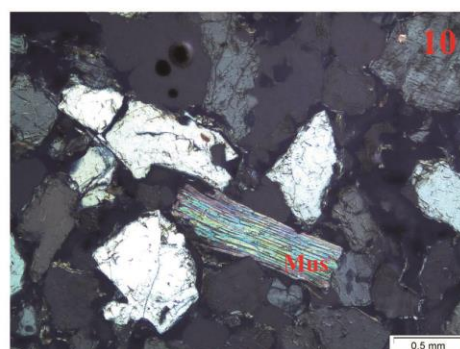
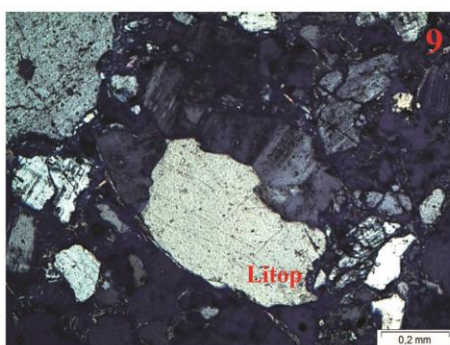
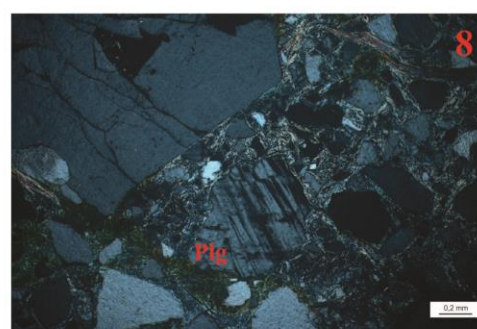
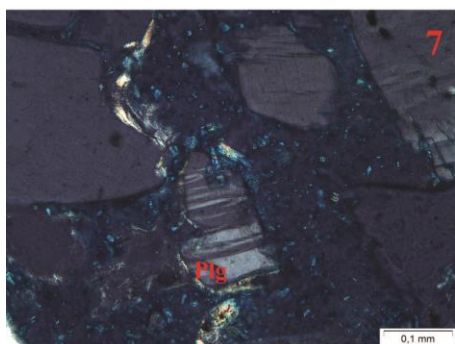
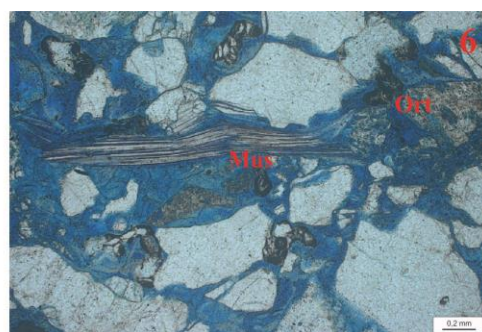
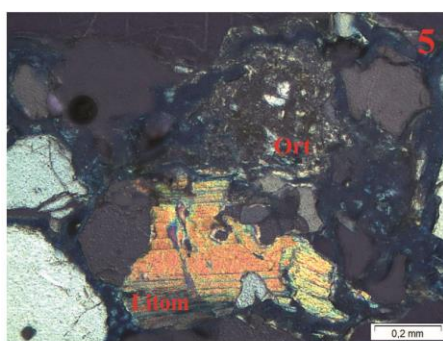
Fotomicrografia 6– Amostra BD#2 *Plug1_A*, destacando o grão alterado de ortoclásio e a muscovita deformada; compactada entre grãos de quartzo e feldspato. Nicóis cruzados.

Fotomicrografia 7 – Amostra P1#3. Grão de plagioclásio. Nicóis cruzados.

Fotomicrografia 8 – Amostra F1#3A *Plug1_C 2*, indicando um componente de plagioclásio com a geminação polissintética interrompida. Nicóis cruzados.

Fotomicrografia 9 – Amostra P1#4. Litoclasto de rocha plutônica. Nicóis cruzados.

Fotomicrografia 10 – Amostra P1#4. Muscovita lamelar bem preservada e grãos de quartzo monocristalinos angulosos. Nicóis cruzados.



7. DISCUSSÃO

O aspecto mais evidente da deformação dos arenitos investigados é o intenso fraturamento dos grãos, muitas vezes cominuídos e dispostos em faixas de granulometria mais fina. Além disso, o *fabric* dos arenitos deformados apresenta variações bem marcadas da granulometria e da seleção, relacionadas às faixas com os grãos cominuídos. Tais aspectos não ocorrem nos arenitos não-deformados, cujos grãos, mesmo angulosos, apresentam-se mais preservados, com variação gradativa da granulometria, possivelmente relacionada à estrutura sedimentar.

Com base nas características texturais e composicionais descritas, os arenitos deformados podem ser individualizados em dois grupos: os arenitos com bandas de deformação e os arenitos próximos à falha F1.

Os arenitos deformados próximos à falha F1 apresentam maior conteúdo de matriz e menor porosidade em relação aos arenitos com bandas de deformação, cujos valores se assemelham aos de arenitos não-deformados. Essa diferença pode estar associada à concentração de faixas de cominuição de grãos nos arenitos próximos à falha F1, enquanto nos arenitos com bandas de deformação estas faixas estão mais isoladas. Deve-se destacar que, nas contagens realizadas nas lâminas, não foi possível discriminar as diferenças de valores de matriz entre as bandas e a rocha hospedeira.

A brusca variação granulométrica nos arenitos deformados controla a cimentação por óxido de ferro. Esta é mais abundante nos arenitos deformados próximos à falha F1, possivelmente devido à maior percolação de óxido de ferro ao longo da zona de falha e às faixas de concentração de matriz. Nos arenitos com bandas de deformação, a cimentação fica limitada pelas faixas delgadas com grãos mais finos.

Esta subdivisão dos arenitos deformados também se reflete nos aspectos composicionais: assim como os arenitos não-deformados, os arenitos com bandas de deformação são arcóseos líticos, enquanto os arenitos próximos à falha F1 são arcóseos. Essa distinção está associada, provavelmente, à fragmentação dos litoclastos, que são um dos primeiros componentes a responderem à deformação, produzindo grãos menores de quartzo e feldspato, e à fragmentação dos grãos de feldspatos, gerando componentes menores e até mesmo matriz. Os grãos de litoclastos e de feldspatos teriam sido mais fragmentados nos arenitos próximos à falha F1 devido à maior concentração da deformação.

A presença de micas esmagadas e fragmentadas, orientadas paralelamente às faixas de grãos de granulometria mais fina e às fraturas dos componentes maiores, é outra característica

comum observada nos arenitos deformados. Já nos arenitos não-deformados as micas ocorrem com baixo grau de compactação e raramente estão fraturadas, não apresentando indícios de outro processo de deformação concomitante.

Outro aspecto mineralógico indicativo da deformação dos arenitos são as geminações polissintéticas interrompidas dos plagioclásios, identificadas em porções da rocha em que os grãos estão mais intensamente fragmentados.

Os aspectos estruturais mais recorrentes nas lâminas analisadas dos arenitos deformados são as faixas milimétricas com fragmentos de grãos muito fraturados e finos, pobremente selecionados, que tendem a seguir uma orientação limitada por grãos grossos, angulosos, cujas bordas são muito fraturadas, e por micas compactadas. Esse padrão estrutural indica que essas faixas se formaram por meio de atrito em um fluxo cataclástico (Aydin, 1978), alinhando os grãos angulosos subparalelos à direção de cisalhamento, facilitando o processo de colapso dos poros e reduzindo a porosidade dessas faixas (Fossen, 2010; Pei *et al.*, 2015). Trata-se de um processo semelhante àquele que Pei *et al.* (2015), Fossen (2010) e Gibson (1998) definiram, em rochas areníticas com baixa percentagem de matriz, como bandas de deformação cataclásticas (dominadas por processo de catáclase). Apesar de os arenitos da Formação Resende apresentarem percentagem maior de matriz que os modelos desses autores, a diferenciação da zona cataclástica é bastante semelhante – Figura 37.

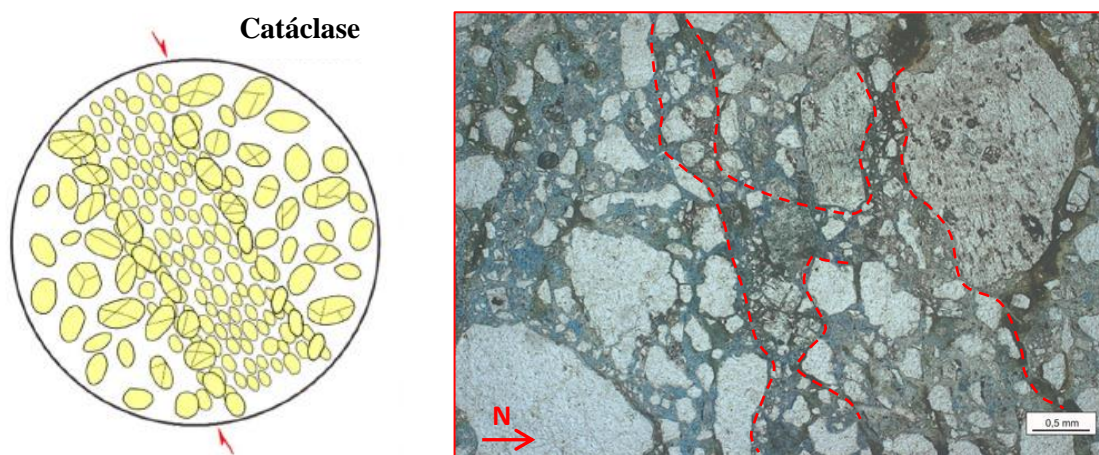


Figura 37 - Desenho esquemático representando o aspecto ideal de uma zona cataclástica em arenito pouco consolidado (modificado de Pei *et al.*, 2015) ao lado de fotomicrografia (apresentada na Figura 26) destacando exemplo de textura cataclástica observada na lâmina F1#3A Plug 1_C, associada a faixas com significativa variação granulométrica e presença de grãos muito fraturados.

A cimentação por óxido de ferro paralela às estruturas tectônicas indica que essas bandas atuaram como barreiras ou estruturas de retardo para a percolação da água, aumentando o tempo de residência do fluxo e condicionando a localização da precipitação, à

semelhança do modelo apresentado por Pei *et al.* (2015) – Figura 38. No entanto, no caso das amostras estudadas, a cimentação ferruginosa está relacionada à percolação de águas meteóricas.

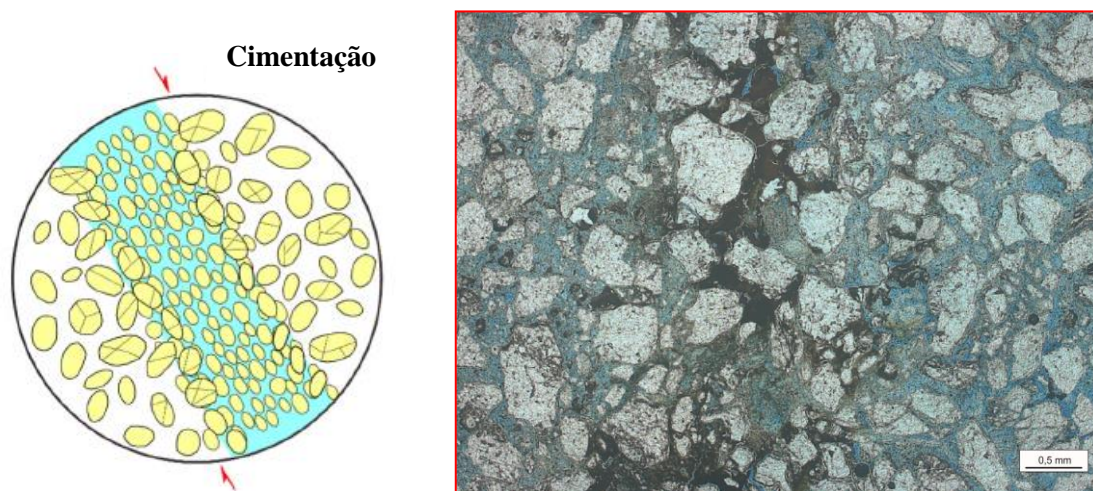


Figura 38 - Desenho esquemático representando a cimentação controlada pelas bandas de deformação (modificado de Pei *et al.*, 2015) ao lado de fotomicrografia (apresentada na Figura 22) exemplificando a atuação das bandas como barreira ou como estrutura de retardo para o processo de cimentação por óxido de ferro na lâmina BD#2 Plug 1_B, associada a faixas com significativa variação granulométrica e presença de grãos muito fraturados.

Algumas feições de alinhamentos de grãos, observadas também nos arenitos não-deformados, podem estar relacionadas ao que Fossen (2010) e Pei *et al.* (2015) descreveram como zonas de desagregação, onde a deformação não gera fragmentação, ou seja, os grãos são acomodados de acordo com a tensão durante a deformação, sem sinais de cominuição ou mudança de porosidade óbvia (Gibson, 1998) – Figura 39.

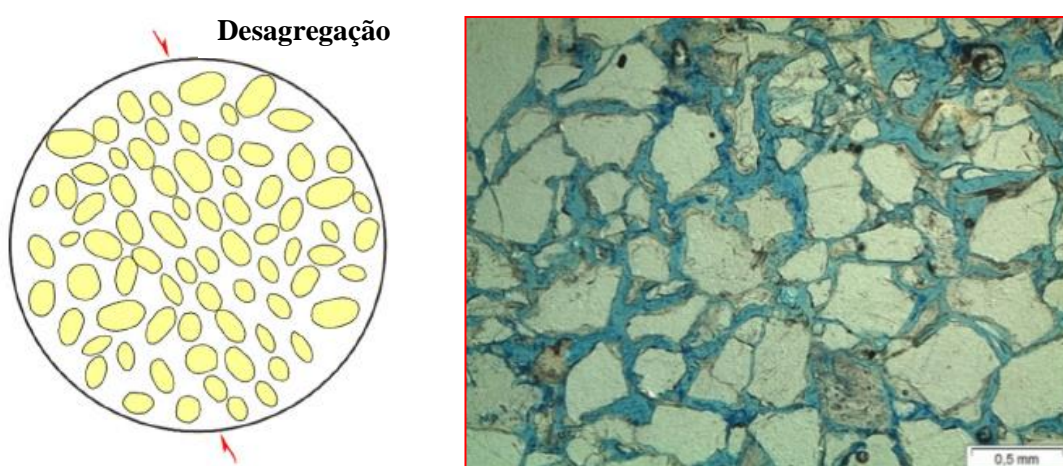


Figura 39 -. Desenho esquemático representando o aspecto ideal de uma banda de desagregação (modificado de Pei *et al.*, 2015) ao lado de fotomicrografia (Fotomicrografia 1 da Estampa A) destacando aspecto de suposta banda de desagregação na lâmina P1#3.

Desta forma, os arenitos não-deformados também apresentariam certo grau de deformação, todavia bastante sutil, cuja identificação em microscópio foi difícil, sendo imperceptível em escala macroscópica.

8. CONCLUSÃO

As bandas de deformação identificadas nos arenitos da Formação Resende podem ser agrupadas em dois tipos: bandas cataclásticas, que são predominantes, caracterizadas como faixas de grãos muito fraturados, cominuídos, indicando, por vezes, movimentos cisalhantes; e bandas de desagregação, com os grãos reorientados, sem apresentar fragmentação.

Como os arenitos da Formação Resende, por serem pouco consolidados, podem ser associados a uma baixa profundidade de soterramento, as bandas de desagregação deveriam ser mais abundantes. Por outro lado, de acordo com a literatura, bandas cataclásticas exigem profundidades de soterramento maiores do que 1 km. Diante destas questões, sugere-se que as bandas cataclásticas descritas nos arenitos da Formação Resende poderiam estar relacionadas a um ou mais eventos tectônicos transcorrentes registrados na evolução tectônica do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (TS E-W - de idade neogênica, e/ou TD E-W - de idade quaternária), que teriam produzido um regime de confinamento equivalente às tensões associadas a maiores profundidades de soterramento. Uma análise detalhada da arquitetura 3D das bandas cataclásticas poderia auxiliar na avaliação desta questão, tendo em vista ainda que as bandas aparentemente mostram-se organizadas (macroscopicamente e até microscopicamente) em orientações conjugadas.

A concentração de bandas próximo ao plano da falha F1 poderia indicar o desenvolvimento desta falha a partir de uma evolução cataclástica. No entanto, considerando as fases tectônicas descritas na evolução do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil, a falha F1 tem sido atribuída ao evento E2 (distensão NW-SE, de idade holocênica), podendo ter se aproveitado da anisotropia provocada pela zona de bandas de deformação geradas em um evento anterior.

No que se refere à permeabilidade das rochas estudadas, pôde-se comprovar que as bandas de deformação atuaram no controle da percolação de fluidos, condicionando a cimentação dos arenitos por óxido de ferro. Desta forma, justifica-se a importância do afloramento estudado como análogo de reservatórios siliciclásticos pouco consolidados e fraturados.

9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Albuquerque, A.P.B. 2003. Fraturamento neotectônico e a sua aplicação na avaliação hidrogeológica da bacia sedimentar de Resende (RJ). *Revista Águas*, Informe Técnico. 1: 1- 8.
- Aydin, A. 1978. Small faults formed as deformation bands in sandstone. *Pure and Applied Geophysics*, 116: 913 - 930.
- Aydin, A., Borja, R.I., Eichhubl, P., 2006. Geological and mathematical framework for failure modes in granular rock. *Journal of Structural Geology*, 28: 83 - 98.
- Aydin, A.; Johnson, A.M. 1978. Development of faults as zones of deformation bands and as slip surfaces in sandstone. *Pure and Applied Geophysics*, 116: 931 - 942.
- Ballas, G.; Soliva, R.; Sizun, J.P.; Fossen, H.; Benedicto, A.; Skurtveit, E. 2013. Shear-enhanced compaction bands formed at shallow burial conditions; implications for fluid flow (Provence, FRANCE). *Journal of Structural Geology*, 47: 3 - 15.
- Ballas, G.; Fossen, H.; Soliva, R. 2015. Factors controlling permeability of cataclastic deformation bands and faults in porous sandstone reservoirs. *Journal of Structural Geology*, 76: 1 - 21.
- Batista, V.C. 2016. *Análise de Radagrama em um Afloramento da Formação Resende, Bacia de Volta Redonda*. Trabalho de Conclusão de Curso em Geologia. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, 35 p.
- Blatt, H. 1982. Conglomerate and Sandstone: Textures and Structures *In*: Blatt, H. *Sedimentary Petrology*, Editora W. H. Freeman and Company, New York. 105 – 142 p.
- Boggs S. Jr. 2009. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Cambridge University Press, Cambridge, England. Hardback, 600 p.

Brêda, T.C.; Ramos, R.R.C.; Mello, C.L. 2013. Análise petrográfica de arenitos da Formação Resende (Bacia de Resende, RJ). *Geociências*, 32: 659 - 676.

Dickinson, W.R. 1970. Interpreting Detrital Modes of Greywacke and Arkose. *Journal of Sedimentary Petrology*, 40 (2): 695 - 707.

Fetter, M.; Ros, L.F. de.; Bruhn, C.H.L. 2009. Petrographic and seismic evidence for the depositional setting of giant turbidite reservoirs and the paleogeographic evolution of Campos Basin, offshore Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 26: 824 - 853.

Fisher, Q.J.; Knipe, R.J. 1998. Fault sealing processes in siliciclastic sediments. *Special Publications, Geological Society*, 147: 117 - 134.

Fossen, H. 2010. Deformation bands formed during softsediment deformation: observations from SE Utah. *Marine and Petroleum Geology*, 22: 215 - 222.

Fossen, H., Schulz, R.A., Shipton, Z.K., Mair, K., 2007. Deformation Bands in Sandstone – a Review. *The Geological Society*, 164: 755 - 769.

Gibson, R.G. 1998. Physical character and fluid-flow properties of sandstone-derived fault zones. In: COWARD, M.P., DALTABAN, T.S. & JOHNSON, H. (eds.), *Structural Geology in Reservoir Characterization. Special Publications, Geological Society*, 127: 83 - 97.

Heilbron, M.; Pedrosa-Soares, A.C.; Campos Neto, M.C.; Silva, L.C.; Trouw, R.A.J.; Janasi, V.A. 2004. A Província Mantiqueira. In: MANTESSO-NETO, V., BARTORELLI A., CARNEIRO, C.D.R., BRITO NEVES, B.B. (eds.), *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Editora Beca, p. 203 - 234.

Howell, J.A.; Martinius, A.W.; Good, T.R. 2014. The application of outcrop analogues in geological modelling: A review, present status and future outlook, In: MARTINIUS, A. W.; HOWELL, J.A.; GOOD, T.R. (eds.), *Sediment-Body Geometry and Heterogeneity: Analogue Studies for Modelling the Subsurface. The Geological Society*, 387: 1 - 25.

Knipe, R.J., Fisher, Q.J., Clennell, M.R., Farmer, A.B., Harrison, A., Kidd, B., McAllister, E., Porter, J.R., White, E.A., 1997. Fault seal analysis: successful methodologies, application and future directions. *In: MØLLER-PEDERSEN, P., KOESTLER, A.G. (eds.), Hydrocarbon Seals: Importance for Exploration and Production. Special Publication of the Norwegian Petroleum Society*, 7: 15 – 40.

Maciel, I.B. 2016. *Caracterização da Deformação Rúptil em Afloramento da Formação Resende, Bacia de Volta Redonda (RJ)*. Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro. Dissertação de Mestrado, 80 p.

Maltman, A.J., 1988. The importance of shear zones in naturally deformed wet sediments. *Tectonophysics*, 145: 163 - 175.

Melo, M.S.; Riccomini, C.; Campanha, G.A.C.; Mito, J.A .; Almeida, F.F.M.; Hasui, Y.; Ponçano, W.L. & Gimenez, A.F. 1983. *Estudos geológico-tectônicos na Bacia de Resende (RJ) e sedimentos terciários de Volta Redonda (RJ) e Bacia de Taubaté (área de Cruzeiro-SP)*. Relatório 17.737, IPT, São Paulo, 124 p.

Melo, M.S.; Riccomini, C.; Hasui, Y.; Almeida, F.F.M. & Coimbra, A.M. 1985. Geologia e evolução do sistema de bacias tafrogênicas continentais do sudeste do Brasil. *Rev. Brasileira de Geociências*. 15 (3): 193 - 201.

Negrão, A.P. 2014. *Evolução Tectonossedimentar e Deformação Rúptil Cenozoica da Região da Bacia Sedimentar de Volta Redonda (Segmento Central do Rifte Continental do Sudeste do Brasil, RJ)*. Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro. Dissertação de Doutorado, 249 p.

Negrão, A.P.; Ramos, R.R. C.; Mello, C.L.; Sanson, M.S.R. 2015. Mapa geológico do Cenozoico da região da bacia de Volta Redonda (RJ, Segmento Central do Rifte Continental do Sudeste do Brasil): identificação de novos grábens e ocorrências descontínuas, e caracterização de estágios tectonossedimentares. *Brazilian Journal of Geology*, 45: 273 - 291.

Pei, Y.; Paton, D.A.; Knipe, R.J.; Wu, K. 2015. A review of fault sealing behaviour and its evaluation in siliciclastic rocks. *Earth-Science Reviews*, 150: 121 - 138.

Ramos, R.R.C. 2003. *Sistemas Aluviais Terciários da Bacia de Resende, Estado do Rio de Janeiro, Brasil: Análise de Fácies e Revisão Estratigráfica*. Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Tese de Doutorado, 221 p.

Riccomini C. 1989. *O Rift Continental do Sudeste do Brasil*. São Paulo, Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 256 p.

Riccomini C., Sant'anna L.G., Ferrari A.L. 2004. Evolução geológica do Rift Continental do Sudeste do Brasil. In: MANTESSO-NETO, V., BARTORELLI, A., DAL RÉ CARNEIRO, C., BRITO NEVES, B.B. (eds.). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Editora Beca, p. 383 - 405.

Sanson M.S.R. 2006. *Sistemas deposicionais aluviais e tectônica cenozóica na região de Volta Redonda (RJ) – Rift Continental do Sudeste do Brasil*. Programa de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociência, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 151 p.

Sanson M.S.R., Ramos R.R.C., Mello C.L. 2006. Bacias Sedimentares Brasileiras - Bacia de Volta Redonda. *Phoenix*, 88: 1 - 6.

Vogel, S. do N. 2016. *Aspectos permoporosos de arenitos pouco consolidados e fraturados da Formação Resende (Bacia de Volta Redonda, RJ)*. Programa de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro Rio de Janeiro, Seminário de Mestrado em Geologia, 52 p.

Wentworth, C.K. 1922. A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 30: 377-392.